

岩石鉱物鉱床学会誌

第四十二巻 第三号

昭和三十三年六月一日

研 究 報 文

- 岩手県釜石鉱山第2新山銅鉱床のキューパ鉱について (含キューパ鉱鉱石の研究 V) {竹内 常彦 南部 松夫
輝石安山岩中に見られる混成作用 太田 良平
鳥取県多里地方のクロム鉄鉱と産状に関する研究 (第2報) ... 北原 順一
関東山地東部のアルカリ角閃石とその産状 関 陽太郎
奈良県五条鉱山産鉱石のコロイド組織について 東 元 定 雄
岩石の吸水量比と耐圧強度との関係について (第2報) 倉 持 文 雄
北海道空知炭田石狩層群上部の粘土鉱物組成変化 {鈴木 好梅 北崎 一香

会 報

評議員候補者推薦の件, 総会並びに学術講演会開催予告, 会費納入の件, 会員
動静, 会員逝去, 投稿規定

東北大学理学部岩石鉱物鉱床学教室内
日本岩石鉱物鉱床学会

昭和 34 年度 日本岩石鉱物鉱床学会評議員候補者の推薦について 会則第 15 条により昭和 34 年度評議員候補者の推薦を次の要領によつて受付けます。

1. 評議員候補者は正会員 5 名以上の連名により推薦されたものとする。
2. この推薦届出は 8 月 31 日迄に 仙台市片平丁東北大学理学部内本会宛、書面を以つて送附されたい。

〔註〕 昭和 34 年度は評議員のみの半数交替の為、次の方々の候補者推薦は無効です。
渡辺万次郎 (会長)、石井清彦、伊藤貞市、鈴木醇、高橋純一、坪井誠太郎 (以上幹事)、石川俣夫、大森啓一、片山信夫、加藤磐雄、兼子勝、河野義礼、木下亀城、久野久、須藤俊男、鈴木康三九、竹内常彦、原田準平、堀越義一、八木健三、渡辺武男 (以上 2 年任期評議員)。

総会並びに學術講演会開催予告

(イ) 昭和 33 年度定期総会は昭和 34 年 1 月 24 日 (土) 行い、同日引続き學術講演会並びに懇親会を開催の予定。

(ロ) 関連学会の秋季合同講演会が開催される場合には之に参加する (11 月 30 日より鹿児島に於いて催される見込なるも詳細は未定)。

会費納入並びに抄録の件 本年会費 500 円 (前納) を本会 (振替仙台 8825 番) 宛至急御納め下さい。尚、会費を多額に滞納している方は曩に直接御知らせしましたが至急お納め下さらないと、会誌の発送が停止されますから、御注意下さい。

最近本文原稿が輻輳しているため、出来るだけ多くの原稿を掲載したく、本号の抄録は次号に廻します。

会員動靜〔新入会〕 広野修一郎 (京都大学工学部鉱山学科)、大串融 (東京都目黒区中根町 61)、稲葉明 (新潟県加茂市上条加茂農林高校)、本間照夫 (秋田県北秋田郡阿仁町古河阿仁鉱業所)、土井正民 (愛媛県新居郡角野町住友金属別子鉱業所鉱務課)

〔退 会〕 狩野豊太郎、川尻茂三、石田進、熊野靖治

〔転勤及び転居〕 稲積惺 (岡山県苫田郡上斎原村原子燃料公社人形峠出張所)、小西優 (石川県能美郡川北村川北中学校)、田中留治 (福井県武生市大虫本町)、岡野武雄 (東京都新宿区市ヶ谷河田町地質調査所東京分室)、本島公司 (川崎市久本町地質調査所)、林高朗 (室蘭市輪西町柏木アパート 307 のは)、鈴木秀幸 (東京都千代田区大手町 2 の 9 日本セメント株式会社生産部鉱業課)、森永茂 (北海道広尾郡広尾町音調津住友金属音調津鉱山)、篠田貢 (東京都千代田区飯田町 2 の 11 日本鉱業飯田橋寮)、増淵三郎 (東京都杉並区西永福町 233)、宮城一男 (弘前市下白銀町 1 弘前大学教育学部地学教室)、山田正春 (東京都新宿区市ヶ谷河田町地質調査所東京分室)、

会員逝去 本会会員松山基範氏には去る 1 月 27 日病氣のため山口日赤病院にて逝去されました。謹んで哀悼の意を表します。 日本岩石鉱物鉱床学会

会員逝去 本会会員菅原公平氏には去る 5 月 14 日交通事故にて急逝されました。謹んで哀悼の意を表します。 日本岩石鉱物鉱床学会

研究報文

岩手県釜石鉱山第2新山銅鉱床のキューバ鉱について
(含キューバ鉱鉱石の研究 V)

Cubanite from No. 2 Shinyama Copper Deposit of
Kamaishi Mine, Iwate Prefecture
(Studies on the cubanite-bearing ores in Japan V)

竹内 常彦 (Tsunehiko Takeuchi)*
南部 松夫 (Matsuo Nambu)**

Abstract : Cubanite occurs in the contact-metasomatic No. 2 Shinyama copper deposit of Kamaishi Mine. The lump cubanite is observed abundantly in paragenesis with pyrrhotite, chalcopyrite and pentlandite, more rarely with pyrite, sphalerite and vallerite, and often intimately intergrown with chalcopyrite, pentlandite, pyrrhotite and sphalerite due to the unmixing of solid solution between them. The chemical analysis gives : Cu 23.30; Fe 41.23; S 34.81; Ni 0.11; Zn 0.03; SiO₂ 0.51, and the X-ray powder data were given.

1. 緒 言

本邦のキューバ鉱産地は近年急激に増加してすでに数10ヶ所の多くを数えるに至り、これまで稀産鉱物とされていた本鉱物が今では高温性銅鉱石の主要構成鉱物の一つであることが明かになった。特に大峯、赤金、釜石等の諸鉱山では、キューバ鉱を多産するため、単に鉱石学的興味をひくに止らず、選鉱実操業においても、この鉱物の挙動を黙視し得ない状態にまでになっている。しかし本邦のキューバ鉱の大部分は鏡下の性質によって同定されたものであつて、X線的に確認されたのは、さきに著者等が本誌上¹⁾で記載した大峰鉱山のもの1例あるに過ぎず、化学分析についてはこれまで発表されたものを見ない。

釜石鉱山のキューバ鉱は筆者等²⁾が1951年に新山磁鉄鉱々床450m坑のS100立入で石灰石とスカルンの間の脈状硫化鉄鉱石の中より見出したのが最初であるが、本鉱床におけるキューバ鉱の産出は甚だ稀で、且つ量的にも多くなく、しかも黄銅鉱中に顕微鏡

* 東北大学理学部岩鉱教室

** 東北大学選鉱製錬研究所

1) 竹内常彦, 南部松夫, 斎藤浩三: 岩鉱, 39, 99~102, 1955.

2) 竹内常彦, 南部松夫: 選研彙, 9, 31~36, 1953.

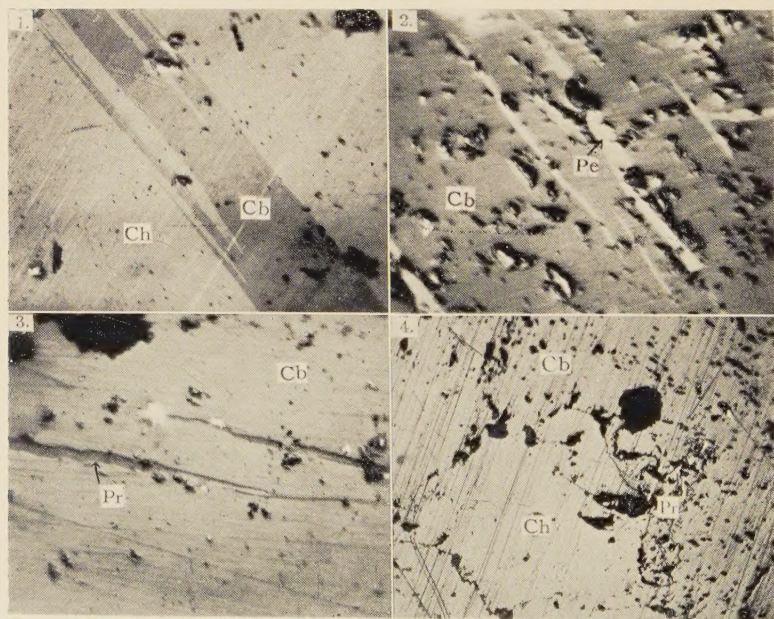
的な難溶性縞状組織をなすもののみであつた。しかるにその後の発見にかゝる新山第2銅鉱床の開発の進展と共に、石灰岩に接近した銅に富む鉱石中に肉眼的に容易に識別し得る多量のキューバ鉱の産出が知られる様になつた。筆者等はこの産地を数回訪れ、試料を採取して化学分析を行ない、かつ X 線粉末写真を撮影することができたのでこの結果を報告する。

2. 試 料

新山第2銅鉱床は 500 m 水準以下に潜在する石灰岩の周辺部およびその中の古い裂隙を交代、充填した銅鉱床であつて、鉱石鉱物は磁硫鉄鉱を主とし、これに多少の黄銅鉱・キューバ鉱・閃亜鉛鉱・黄鉄鉱・硫砒鉄鉱・ベントランド鉱・ヴァレリー鉱等を伴ない脈石鉱物は緑色角閃石・緑簾石・緑泥石・方解石・石英等よりなつている。

試料は 450 m 坑の石灰岩に接近した黄銅鉱・磁硫鉄鉱を主とする鉱石中より特にキューバ鉱が濃集する部分を用いた。キューバ鉱は肉眼的に磁硫鉄鉱と酷似しているが、色彩はピンク味を帯びることがなく、かつ淡色で両者の識別は容易である。

第 1 図 キューバ鉱の顕微鏡組織



- 1 : 黄銅鉱 (Ch) 中の縞状キューバ鉱 (Cb), $\times 190$, 交叉ニコル 20°
- 2 : キューバ鉱 (Cb) 中の葉片状ベントランド鉱 (Pe), $\times 190$, 交叉ニコル 20°
- 3 : キューバ鉱 (Cb) 中の葉片状磁硫鉄鉱 (Pr), $\times 190$, 交叉ニコル 20°
- 4 : 塊状キューバ鉱 (Cb) と磁硫鉄鉱 (Pr), 黄銅鉱 (Ch) の共生, $\times 230$, 解放ニコル。

キューバ鉱は鏡下で黄銅鉱中に綫状、又は葉片状をなすものと（第1図-1）。塊状又は不規則粒状をなして黄銅鉱および磁硫鉄鉱と相互境界をなすものの二種に大別出来る（第1図-4）。また塊状キューバ鉱中には多くの場合一方向又は二方向に配列する葉片状のペントランド鉱と（第1図-2）、毛髪状磁硫鉄鉱および微細で不規則な閃亜鉛鉱を含んでいる（第1図-3）。ペントランド鉱は上記の外黄銅鉱・磁硫鉄鉱・キューバ鉱およびこれら鉱粒間に不規則粒状をなしても存在する。ペントランド鉱の共生関係については既に津末昭生によつてくわしく報告されている¹⁾。

X線粉末写真撮影および化学分析に供したのは肉眼的に純粋と思われる部分を1mm内外に粉碎し、双眼顕微鏡で不純物をのぞいたものを、バルサムで固めて研磨し、反射顕微鏡下で不純物を含まないか、あるいは不純物（主として難溶性ペントランド鉱）の極めて少ないものをバルサムより小針で約3g堀出したものである。

3. X線粉末写真

X線粉末廻折写真より面間距離 d (Å) と目測による比較強度 I を求めると第1表の如くである。これを大峰鉱山産²⁾ および Sudbury 産のキューバ鉱³⁾ の値と比較するとよく一致する。なお撮影条件は電圧 35kv, 電流 6mA, 露出時間は1時間で、カメラ半径は 30.25mm である。面間距離は同時に撮影した黄鉄鉱の廻折線により補正してある。

第1表 キューバ鉱の X線廻折線

Sudbury		大峰 鉱 山		釜石 鉱 山	
d (Å)	I	d (Å)	I	d (Å)	I
		3.87	m(d)		
3.50	2.0	3.48	m	3.49	S
3.23	5.0	3.21	vs	3.22	S
3.115	0.5				
3.00	1.0	2.98	m	2.98	m
2.79	1.0	2.80	vw(d)	2.80	vw
2.50	0.5				
2.375	0.5				
2.255	0.5				
2.21	0.2				
2.06	0.5	2.05	vw	2.06	vw
1.99	0.3				
1.935	0.3				
1.875	4.0	1.85	vs	1.86	vs
1.75	3.0	1.74	s	1.74	s
1.70	0.3				
1.61	0.5	1.59	w(b)	1.59	w(d)
1.50	0.3				
1.295	0.5	1.27	w(b)	1.28	w(d)
1.165	0.5	1.16	vw(b)	1.16	w
1.075	0.2	1.07	m(b)	1.07	w(d)
1.050	0.2	1.05	m(b)	1.05	w(d)

1) 津末昭生：鉱山地質，6，49～50，1956。

2) 竹内常彦，南部松夫，斉藤浩三：前出，1955。

3) Harcourt, G. A. : Am. Min., 27, 63～113, 1942。

第2表 キューバ鉱の化学組成

	大峰鉱山		釜石鉱山		理論値	
	重量%	原子比*	重量%	原子比*	重量%	原子比
Cu	23.91	100	23.30	100	23.42	100
Fe	40.95	195	41.23	201	41.15	200
S	35.06	291	34.81	296	35.43	300
Ni	0.06	—	0.11	—		
Zn	痕跡	—	0.03	—		
SiO ₂	0.16	—	0.51	—		
	100.14		99.99		100.00	

* Ni, Zn はそれぞれ NiS, ZnS として, また SiO₂ は石英として存在することが鏡下に認められたので何れも除去した。

4. 化学分析

化学分析結果を第2表に示した。不純物である Ni, Zn, SiO₂ はそれぞれ顕微鏡下に認められたベントランド鉱, 閃亜鉛鉱, 石英に由来するものと考えられるのでこれらをしていて化学式を求めると Cu_{1.00} Fe_{2.01} S_{2.96} となり, 理論式 Cu_{1.00} Fe_{2.00} S_{3.00} にほぼ一致する。また大峰鉱山の試料について同時に化学分析を行つた結果を併記したが, 化学式として Cu_{1.00} Fe_{1.95} S_{2.91} が得られた。

5. 総括

釜石鉱山新山第2銅鉱床の塊状キューバ鉱を X 線粉末法で確め, かつ化学分析を行つた結果化学式として Cu_{1.00} Fe_{2.01} S_{2.96} が得られた。またさらに X 線粉末法で確めた大峰鉱山産のキューバ鉱の化学式として, Cu_{1.00} Fe_{1.95} S_{2.91} が得られた。

試料採取に種々便宜を頂いた釜石鉱業所今井史郎所長, 和田成人採鉱課長, 田中良雄探査係長, 鶴島鎮彦探査係員の諸氏, ならびに実験に協力された選鉱製錬研究所岡田広吉講師に深謝の意を表する。

輝石安山岩の中に見られる混成作用 (I)

Contamination phenomena observed in pyroxene andesite (I)

太田良平 (Ryohei Ota)*

Abstract : Contamination phenomena observed in pyroxene andesite are considered as follows : 1. Existence of xenocrysts of quartz, sodic plagioclase, biotite, hornblende, etc. 2. Existence of xenolithes which

* 工業技術院地質調査所

remarkably reacted with magma. 3. Existence of anorthite large crystals. In this paper, the writer has added the following phenomena: 4. Spherical patch filled up with quartz in groundmass(PA). 5. Parallel-growth of pyroxene containing hypersthene inside and augite outside(P). 6. Glomero-porphyrific aggregate composed of hypersthene, angite, plagioclase, magnetite, etc. (G).

1. 緒 言

本邦において普通に見られる輝石安山岩に就いて、混成作用が行われた証拠として挙げられている現象には次のものがある。(a) 石英外来結晶の混入 (通常は著しい融蝕を受け割目が発達しあるいは輝石粒で包まれている)。(b) 斜長石外来結晶の混入 (通常は融蝕またはガラス化作用を受けあるいは著しく汚濁して、その熔岩の初生鉱物と考えられる清純な斜長石とは化学成分を異にし逆累帯構造の場合が多い)。(c) 角閃石または黒雲母外来結晶の混入 (通常は融蝕またはオパサイト化作用や酸化作用を受けており、これらを包有する熔岩の化学成分から考えその鉱物組成としては不適合である)。(d) 多量の外来岩片を包有しマグマと反応した形跡が著しいこと。以上は主として酸性深成岩類を混成した場合に見られるもので多くは紫蘇輝石質岩系に属し、本邦においてこの場合が多いが、アルミナ質岩石を同化した場合には次の現象が挙げられる。(e) 灰長石大晶の混入 (これに就いて石川¹⁾の研究がある)。

筆者は以上の諸現象のほかに次の諸現象があることを本文において述べる。(f) 紫蘇輝石および普通輝石から成る平行連晶が認められること。(g) 紫蘇輝石・普通輝石・斜長石および磁鉄鉱などから成る聚斑状集合が多いこと。(h) 石基中に石英を充填物とする球状パッチが認められること。

また筆者は混成作用を論ずる場合に熔岩の化学成分や鏡下の観察のみでは不十分であつて、火山形態や火山基盤の種類・構造等をも併せて考究する必要があるとし、火山体を建設したマグマが大きい構造線や破碎帯などの地殻中の顕著な弱線中に進入したような場合には、混成作用は特に著しく行われこれら諸現象も著しいことを説明する。“混成作用”の語には広狭種々の意味があるが、本文では地殻中に進入したマグマがマグマ溜周壁の基盤岩と作用しそれがどのような影響となつて熔岩に現われるかを述べる。

この論文の作成に当り石川俊夫博士から懇切な御指導を仰ぐことができた。同博士の御厚意に対し深甚な謝意を表する。また資料を恵与していただいた諸氏の御芳名は文中に掲げておいたが、各位に対し厚く感謝する。特に沢村孝之助氏には多くの資料をいただき感激にたえない。

2. 混成作用による諸現象

筆者自身がこれまでに調査した北海道德舜腎・虻田および仁木の諸図幅・長野県須坂図幅および群馬県沼田・草津両図幅の諸地域内に分布する輝石安山岩の薄片に就いて、また知人から借用した北海道西紋麓・岩内両図幅・岩手県八幡平図幅・秋田県森吉山・田沢湖両図幅・長野県諏訪図幅・静岡県沼津図幅および宮崎県霧島山図幅の諸地域内に分布する輝石安山岩の薄片に就いて、1枚の薄片中に石英外来結晶・前記の平行連晶・前記

1) 石川俊夫: J. Fac. Sci., Hokkaido Univ., Ser. 4, 7, 1951.

第1表 Q・P・G・PA およびこれらの組合せが薄片中に現われる枚数

図幅	火 山	検 鏡 薄 片	Q P G PA を欠く	Q	P	G	PA	Q + P	Q + G	Q + PA	P + G	P + PA	G + PA	Q + P + G + PA	Q + P + G + PA	Q + P + G + PA	Q + P + G + PA	Q + P + G + PA
徳舞	倶多楽	5	4 △1			1												
管蛇	ホロホロその他	45	17			6	7				3	1	6	1			4	
田	有 倶知安別岳 その他	4 23	3 12 △2		1 1					1								
西紋	室蘭岳その他	28	9		2	9	1				6						1	
仁木	阿女鱒その他	11		1				1			1		3	1			4	
岩	雷電	9			1	3					5							
内	岩雄登	18			7 ×1						11 ×1							
八幡	前森丸森二ツ森 その他	15	5		2	2					6							
平	八幡平茶臼岳 その他	18	1			2					3		3		1	7	1	
	焼山	35		1		16					9		3		1	4	1	
森	柴倉	4						1						2			1	
吉	中央火口丘寄 生火山	5		1 ×1				1	1				2					
山	外輪山	27	5		2	11 ×1	3				4 ×1		1			1		
お	中央火口丘寄 生火山新期熔	16				5 ×1		1			4		2	1	1	1	1	
よ	荷葉外輪山	14	9			3					2							
田	沼子持	39	32 △2 ×1 49 ×1 ⁵			7												
田	赤城	68				15 ×4					1		3					
須	御飯	26	5		1	3		1		1	2	2		3	1	5	2	
坂	四阿	32	20 ×4		1	2		3			1	1		3		1		
	旧期火山岩	7	2					1			1			1			1	
草	草津白根	45	3	1	6	4 ×1	1	5 □1			1	12	1	4	1	1	4	1
津	旧期火山岩	18	2 ×1	1 ×1		3	1				3	3 ×1	2	1		1	1	
諏	霧ガ峰	37	7	1	8	5	3		1		9	1	1			1		
訪	旧期火山岩	27	13		3	6					5							
沼	愛多湯箱	25	21			4												
津	河	5	5															
	鷹賀原根	2	2															
	島	5	5															
霧	霧島	107	7		4 ×2	22 ×7					69 ×12	1	2			1 ×1		1
合	計	721	238	6	32	139	16	13	4	6	158	7	28	13	9	7	31	14

内訳 { △…灰長石大晶を有するもの, ×…晶洞珪酸鉱物を有するもの, □…黒雲母
外来結晶を有するもの。

の聚斑状集合および前記の球状パッチおよびこれらの種々の組合せが現われる頻度を統計的に算出し第1表に示した。

第1表には次の諸略号が用いてあり、以下の本文でも便宜上これを用うことにする。

- Q 石英外来結晶
- P 紫蘇輝石および普通輝石から成る平行連晶
- G 紫蘇輝石・普通輝石・斜長石および磁鉄鉱などから成る聚斑状集合（時にはこれらのうち1~2を欠くことがある）。
- PA 石英中に見出され石英を充填物とする球状パッチ

第1表に用いた輝石安山岩とは斑晶有色鉱物が紫蘇輝石および普通輝石（稀には紫蘇輝石のみ）から成るもので、斑晶橄欖石を含むものも含まないものもある。しかし角閃石を含むものは採らなかつた。これはその角閃石が初生であるか外来であるかの判断が難しい場合があり、角閃石と共存する石英もあるいは初生であるかも知れないからである。

第1表を観察する場合に注意を要することは、これは1枚の薄片中に現われた諸現象の組合せを示しており、1枚の薄片はその熔岩のきわめて僅かの小部分にしか過ぎないのであるから、熔岩中にはQ・P・GおよびPAのうち実際は2~3が共存していても、1枚の薄片には1~2しか現われないような場合が非常に多く、そのつもりでこの表を見なければならない。またこれら薄片はある地域内に分布する諸種の安山岩から必ずしも平均に得られたものではないが、図幅調査を目的として製作したものであるからほぼ平均に近いと思われる。以上のような欠点があるが、第1表を観察することにより各火山の特性を知ることができる。先づ個々の現象に就いて説明する。

a. 石英の外来結晶 (Q) Qが輝石安山岩中に現われる場合には自形のものとはほとんどなく、通常は著しい融蝕を受け石英基部が結晶内に彎入したり、全体が丸くなつたりして不定形を示し、稀には単斜輝石の微粒によつて包まれ、あるいは破片状を呈し割目が発達している。Qは輝石安山岩中にはきわめて稀にしか現われないが、しばしば斑晶または微斑晶として含まれ、長野県須坂図幅および群馬県草津図幅の両地域内では著しく多く認められる。Qはこれを含む輝石安山岩質マグマの初生鉱物であるか否かに就いては、そのマグマの化学成分から考え外来結晶と推察されており、これと同様の成因と思われる石英玄武岩の斑晶石英に就いては多くの議論が繰返されたが、ここでは省略する。Bowenは種々の珪酸塩熔融体の状態図において不完全平衡の下で結晶作用が進むと解放鉱物として石英が晶出しうる可能性を示しているが、火山岩においてこのような径路で石英が晶出したという有力な証拠は未だ知られていない。

石英含有輝石安山岩に就いてこれまであまり論じられなかつたが、草津図幅地域内の草津白根火山熔岩に就いて津屋¹⁾が研究し、この石英は基盤の石英閃緑岩に由来する外来結晶であろうと推察している。また須坂図幅地域内の四阿・御飯^{あづまや おめし}両火山熔岩に就いて八木²⁾が研究し、あるものは外来結晶であるものは解放鉱物であると述べている。

b. 紫蘇輝石および普通輝石の平行連晶 (P) ごく普通に見られるPは紫蘇輝石が内核にあり普通輝石がc軸方向を除く外側を取巻くものであるが、稀にはc軸方向にも

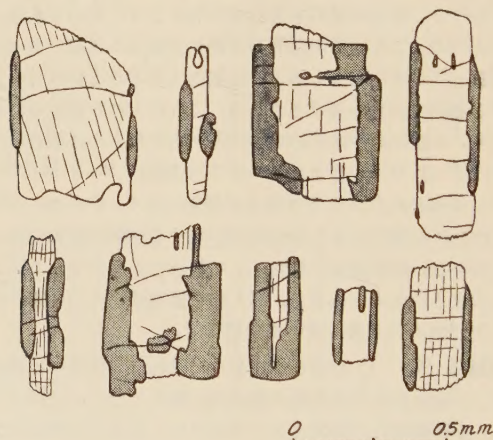
1) 津屋弘達：Bull. Earthq. Res. Inst. 12, 1934.

2) 八木貞助：上高井郡地質誌，上高井教育会，1941.

認められる。これと反対に普通輝石が内核にあり紫蘇輝石が外側にある場合がきわめて稀ではあるが見出されている。後者はむしろ例外的のものであるから先づ前者に就いて説明し、あとで後者に就いて述べる。

紫蘇輝石を中核とし 普通輝石に取巻かれた平行連晶の断面を 鏡下で観察すると 第1図のように種々の場合がある。これは須坂・草津両図幅地域内に分布する輝石安山岩中のものに就きスケッチしたものである。

第1図 紫蘇輝石(白色部)を内核とし、紫蘇輝石(灰色部)に取巻かれた輝石の平行連晶



この図を観察すると普通輝石は紫蘇輝石の c 軸方向を除く外側に附着し、外方へ成長しつつ内核の紫蘇輝石を次第に交代し、終には全くこれを交代するように思われる。 c 軸方向を除く他の方向から交代作用の進む事実は恐らく紫蘇輝石と普通輝石との結晶格子の類似性に基くためであるから、 a 軸方向と b 軸方向とでは a 軸方向の方に附着または交代し易い傾向があるのではないかと考えられる。しかし鏡下で c 軸にはほぼ垂直に切断されかつ普通輝石の厚さを測定しうる薄片を観察しても、特に顕著ではなくまた普通輝石の交代作用は必ずしも紫蘇輝石の内方へ均等に進んで行くのではない。第1図では普通輝石は紫蘇輝石の外側にのみ附着しておらず、紫蘇輝石の結晶内に孤立して存するように認められることがあるが、これは普通輝石の交代作用が割目や劈開にそつて進み易いため、結晶の切断方向の如何によつて上記の現象を呈するのであろう。また P の内核にある紫蘇輝石の結晶外形を観察すると、特に c 軸方向の部分は明らかに融解または融蝕されており、他の方向の部分も生長停止または僅かに融解されているものと察せられる。 P は火山岩中には稀にしか見られないものであり、またマグマの正常な晶出径路によるとは考えられない。 P を含む薄片を検鏡した場合、混成作用を示す他の諸現象 ($Q \cdot G$ ・化学成分を異にし融蝕または汚濁した斜長石外来結晶または外来岩片などの混入) が認められるこ

とが多いので混成作用に原因を有すると推察される。かつて山田⁴⁾は長野県斑尾火山の熔岩を観察し、Pは外来岩片の附近または外来岩片の内部に多いことを既に注意している。

あるマグマ中に紫蘇輝石が先づ晶出して斑晶をなし(紫蘇輝石安山岩)、次いで普通輝石が晶出し始め(普通輝石含有紫蘇輝石安山岩)、次いで両輝石が並存する(両輝石安山岩)場合、普通輝石は微晶から成長して微斑晶となり斑晶となるのであつて、既晶出の紫蘇輝石を次第に交代して平行連晶をつくり、遂には全く交代するような現象は通常では認められない。混成作用によりマグマの物理化学的状态に変化がおこり、紫蘇輝石が先に晶出し普通輝石がこれにつづきかつその晶出作用が促進されたためであろうと解される。普通輝石と角閃石との平行連晶もこれと同様の成因と思われる。

同じ薄片内でPの内核にある紫蘇輝石と単独に存在する紫蘇輝石とに就いて、それぞれほぼ同じ大きさの結晶を選び(-)2Vの値を比較するとき、前者の方が通常大きい事実は既に注意されているが、筆者は須坂・草津両図幅地域内に分布する輝石安山岩の薄片に就いて実験し表示した。この表によつてわかることはPの内核にある紫蘇輝石は単独にある紫蘇輝石よりも(-)2Vの値が常に大きく、前者の値の範囲は広いが後者は狭いということである。すなわち前者はマグマの進化から取残された過去の状態を示し、後者はマグマと反応し進化しつつある現在の状態を示すものと解せられ、結晶外形からの観察と一致する。

第 2 表

図幅	薄片番号	普通輝石と平行連晶をなし内核にある紫蘇輝石 (-)2V	単独にある紫蘇輝石 (-)2V
須坂	SH 28	57°, 58°, 61°, 61°, 64°	55°, 55°, 56°, 56°
	SN 37	58°, 60°, 62°, 65°	54°, 55°, 56°, 57°
草津	KE 6	58°, 61°, 63°	55°, 55°, 56°, 57°, 57°
	KE 62	58°, 59°, 61°, 61°, 63°	55°, 56°, 56°
	KJ 32	61°, 62°, 63°, 64°	54°, 55°, 55°, 56°

次に普通輝石が内核にあり紫蘇輝石が外側を取巻いている平行連晶に就いて説明する。これはきわめて特異なもので、第1表で述べた諸火山のうち霧島火山の二ツ石山(高千穂峯東方)熔岩に限り認められた。その後、上村不二雄は青森県大畑図幅地域内の易国間層(新第三紀)の凝灰角礫岩の角礫に、続いて同県小泊図幅地域内の冬部層(新第三紀)の熔岩にそれぞれ1個を見出した。最後者は緑泥石化作用が進んでいるので除き、他の薄片を検鏡し光学恒数を測定し表示した。この表を見て次のように解釈するのが適當ではあるまいか。すなわち現在の状態(単独にある両輝石の光学恒数が示す状態)になる前に、斑晶輝石が紫蘇輝石のみから成る時期(紫蘇輝石安山岩の時期)があり、そのころ相当進化のすすんだ(Pの内核の普通輝石の光学恒数が示す状態にある)マグマを部分的に混成

1) 山田節三：信濃斑尾火山の岩石学的研究(1)，地質雑，36，1928。

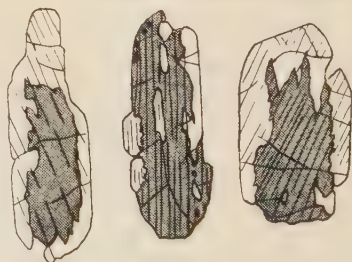
第 3 表

図 幅	薄片番号	普 通 輝 石				紫 蘇 輝 石	
		平行連晶の内核		単 独 の 結 晶		平行連晶の外側 (縁辺部を除く)	単独の結晶
		(+)2V	c \wedge Z	(+)2V	c \wedge Z	(-)2V	(-)2V
霧	10163		46°	48°	44°, 45°	61°	57°, 58°, 58°, 58.5°
島	10151a		47°	50°	44°, 45°	62°	58°, 58°, 58.5°
山	10151b		48°		42°, 44°	65°	56°, 57°
大畑	92934	46°	46°	48°	44°	70°	57°, 57°, 57°

し、紫蘇輝石安山岩では紫蘇輝石が晶出しつつあり普通輝石はまだ晶出するには至っていないかつたために、普通輝石外来結晶は不安定となり外側を紫蘇輝石に交代され平行連晶を生成した。第2図は二ツ石熔岩中で認められたこの種の平行連晶をスケッチしたもので、内核にある普通輝石はやや熔融または融蝕されており、紫蘇輝石は普通輝石のc軸を除く外側に附着成長しつつ内側へも、特に劈開や割目にそつては著しく次第に普通輝石を交代している。この際注意しておきたいことは平行連晶の外側にある紫蘇輝石の(-)2Vの値の範囲は広くなり値の大きいものがあるが、これは紫蘇輝石のほとんど大部分を占める部分の値を掲げたので、実際は縁辺部は化学成分を異にし累帯構造をなした縁辺に近づくほど(-)2Vの値は小さくなり、最外縁では単独にある紫蘇輝石の値にほぼ近い。様名火山や子持火山の例では紫蘇輝石安山岩の斑晶紫蘇輝石の(-)2Vの値は64°~66°程度であるから、表中の61°や62°の値は初はもつと大きかつたのがマグマとの反応の結果小さくなつたと解釈される。なお上記の薄片はすべてビジョン輝石質岩系に属する点は注意すべきである。

c 輝石・斜長石 および 磁鉄鉱 などから成る聚斑状集合 (G) 本文で用うる G とは、斑晶ないし微斑晶程度の大きさの紫蘇輝石・普通輝石・斜長石および磁鉄鉱などが不規則に多く集合したものを言い、同一鉱物例えば斜長石のみが集つたもの・前記諸鉱物が集つていても斑晶に比較して著しく小形のものおよび斑状組織を呈するものなどは採らなかつた。いわゆる同源捕獲岩の定義は必ずしも一定していないようであるが、本文で用いた G とは成因の如何を問わず上記の意味に用いたから、同源捕獲岩のあるものも含まれることになる。

第2図 普通輝石 (灰色部) を内核とし紫蘇輝石 (白色部) に取巻かれた輝石の平行連晶



0 0.5mm

筆者の見解では G は、原岩が堆積岩であつても火成岩であつても、また同源であつて

も外来であつても差支えないが、マグマ中に取込まれ十分に反応した結果原岩の組織を失い、マグマ中に晶出成長しつつある諸鉱物と同じ組合せに改変せしめられたものである。また原岩は必ずしも岩石に限らず角閃石や黒雲母が取込まれた場合でも、オバサイト化しさらにマグマとよく反応し結晶が成長したならば G に成りうる。草津白根火山青葉熔岩（石英黒雲母含有両輝石ガラス質安山岩）中に認められる黒雲母外来結晶は、縁辺がオバサイト化し紫蘇輝石・普通輝石・斜長石および磁鉄鈹などの粒状集合となり、熔岩の石基が全くのガラス質で地表噴出時における冷却速度が速かつたと考えられるにも拘らず各鉱物はかなり成長しているので、酸性深成岩に由来するものが地下で取込まれたと考えられており、さらにマグマとよく反応したならば G に成るであろう。また森吉火山熔岩の薄片を検したとき、角閃石の結晶外形を保持したまま紫蘇輝石・普通輝石・斜長石および磁鉄鈹などの粒状集合から成るものを認めたが、これがさらにマグマとよく反応したならば G に成ると思われる。またマグマ中に晶出しつつある初生鉱物が偶然の機会に接着することがあるかも知れない。しかし以上の諸例の成因によるものは恐らく少ないと思われる。

森本¹⁾ は大阪府二上山の黒雲母石英安山岩に取込まれた外来岩片中の尖晶石の現出状態に就いて研究し、アルミナ質岩片がマグマ中に取込まれるとマグマとの相互反応によつて一時的に尖晶石・紅柱石・珪線石および鋼玉などを生じ、従つて岩片中には Al_2O_3 の濃集および SiO_2 の減少を起すが、さらにマグマとの反応が進むとこれら諸鉱物は消失し、その結果マグマから正規に晶出しつつあつた造岩鉱物すなわち黒雲母と斜長石との集合体に変えられてしまう過程を明らかにした。そして従来単に同源捕獲岩として一括記載されていた岩片の中にはマグマと反応して生じた外来岩片と考えられるものが多くあるのではないかと述べ、また同源捕獲岩なるものに就いて再検討が必要であると言つている。本文では G を成因の如何を問わず既述の意味に用いたが、なお将来において G の組織・造岩鉱物の組合せおよび光学性その他の検討が望ましい。

d. 石英を充填物とする球状パッチ (PA) これは石基中に通常径 0.2~0.8mm のほぼ球状で淡色の球点状をなし見出される。この部分は石基の他の部分とは鉱物組成を異にし輝石・斜長石などの微晶を石英が最後に充填している。解放ニコルでも十分に認められるが、この部分をコノスコープで観察すると一軸性の干渉圏を示し、十字ニコルで観察すると前記の微晶を残して全体が同時に消光する。石英外来結晶すなわち Q と共存する場合には、融蝕され不定形の Q は必ず PA のほぼ中央に位置し、Q と PA の充填物である石英とは同時に消光するので、Q の融蝕と PA の生成とが成因的に関係があることがわかる。しかし PA と Q とは共存していないことの方が遙かに多い。

この PA の中には大抵の場合、淡黄褐色の黒雲母の微晶が含まれている。これはきわめて微細なものであるから見逃すことが多い。通常長さ 0.03~0.05mm 内外であるが、蛇田図幅地域内の倶知安別火山動別熔岩中には長さ 0.25mm に及ぶものがあり、これが筆者が観察したものの中では最大である。淡黄～淡褐色の著しい多色性を示し直消光で複屈折は大きい。この PA 中にアルカリ長石が存在しても差支えないように思われるが、きわめて微細なものであるから識別が難しく、屈折率が石英より低い鉱物に見当らないよ

1) 森本良平：Bull. Earthq. Res. Inst. 28, 1950；地質雑，55, 1949.

うである。

PA は輝石安山岩には稀にしか認められないので特殊な成因があるのではないかと考えられ、筆者の考察では事例は後述するが熔岩中における PA の存在と基盤における酸性深成岩の分布とは密接な関係がある。マグマが酸性深成岩を同化すると二次的に珪酸および揮発性物質に富むようになり、揮発性物質は珪酸（およびアルカリ）を運搬することができるので、マグマ固結の末期に珪酸および揮発性物質に富んだ部分が石基中に斑点状に生じこれが PA になったと思われる。PA の輪廓は比較的明瞭な場合もあるが、やや不明瞭ないし不明瞭の場合もあり酸性深成岩同化の程度が進むとガラス質になると推察される。

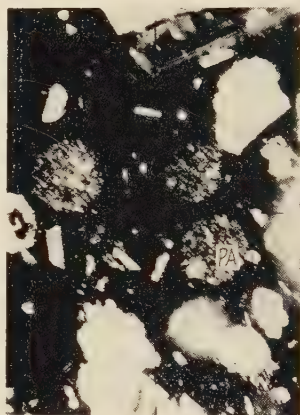
e その他の諸現象 a) 斜長石外来結晶 酸性深成岩の混成を論ずる場合に斜長石外来結晶の観察が必要である。Q を含む薄片を検すると、結晶全体

が著しく汚濁し結晶外形をほとんどあるいは全く失つて円味を帯び化学成分を著しく異にした斜長石がしばしば認められる。これは Q と共存していた An に乏しい斜長石（必ずしも適当ではないが以下の本文で酸性斜長石と略称する）である。また結晶中核の大部分が著しく汚濁し縁辺の帯が清純である場合が認められるが、前者は混成以前に晶出し二次的影響を受けたもので、後者は混成以後の新しい化学成分のマグマから晶出したものである。また逆累帯構造を示したり、著しい反覆累帯構造を示したり、また虫喰構造が発達し蜂巣状にガラスを含むなどマグマ中における状態変化を示すものがある。本文においても斜長石外来結晶を Q・P・G および PA と共にこれらの組合せを検討すべきであるが、余りに複雑になるため第 1 表では省略した。

b) 角閃石および黒雲母外来結晶 これらが輝石安山岩質マグマ中に包有されると容易にオパサイト化され、原鉱物が認められるのは甚だ稀である。しかしオパサイト化しても結晶外形をとどめていることがあり、またガラス質石基では新鮮な部分が見出されることがある。

c) 灰長石大晶 本邦の輝石安山岩にしばしば見出される灰長石大晶に就いては種々の成因の見解がある。石川¹⁾によるとこの灰長石大晶は那須・千島および富士火山帯に限られて産し、これら火山帯の火山岩は al-alk が高くアルミナ質岩石の混成作用の行われたマグマから誘導された岩域を代表し、ここではしばしば灰長石大晶を生ずる機会に恵まれると述べた。勝井²⁾は摩周火山・有珠外輪山・仙台三滝・伊豆大島および三宅島などの熔岩はビジョン輝石質岩系に属し灰長石大晶を産するが、これらの例では Wo の低下や K₂O の増加が著しくないのでアルミナ質岩石の混成作用はあまり大きなものでなか

第3図 熔岩の石基に見られる石英パッチ (PA) (四阿火山毛無熔岩) ×30



1) 石川俊夫：前出，1951。

2) 勝井義雄：地質雑，61，1955。

つたと考えた。筆者の考察では実例は後述するが、地表の地質から推察しマグマ溜が酸性深成岩中にあると思われる火山の熔岩には灰長石大晶を産することがなく、古生層などのアルミナ質岩石中にマグマ溜があると思われる火山の熔岩に限り産出し、その熔岩の地質時代には関係しない。

d) 石基輝石の種類および組合せ 混成作用を論ずる場合に必ず検討を要するのは石基輝石の種類および組合せである。これは久野により提唱されたもので、主として花崗岩質岩石の混成作用を受けたと思われる熔岩は確かに紫蘇輝石質岩系に属する。また前記岩石の混成作用を受けた証拠に乏しい熔岩は確かにビジョン輝石質岩系に属することが多い。石基輝石の種類および組合せにより火山岩を前記2岩系に分けられ、かつ前記傾向がみられることは疑を容れないが、両岩系の岩石を共に産する火山では入混つて分布し地域的に地質時代的に両者を区別することが難しいことがあり、中間型である d-c 型もかなり多い。両岩系によつてマグマを成因および進化系統まで截然と区別しようという意味ではなく、どの程度に混成作用が行われたかを示す統計的な意味をもつものであるかと思われ

3. 各火山熔岩の統計的觀察

これまでマグマの進化を論ずる場合に、Skaergaard, Karroo および Palisade などの諸岩床における塩基性マグマの結晶分化作用の実例が提示されるのが常であり、また火山岩の進化を説明する場合にも適用されてきた。これらの場所におけるマグマの結晶分化作用はその場所に関する限りでは確かに真実であるに相違ない。天然現象は複雑多岐であるから、火山岩の場合でもこれによつて説明し得ることがあつても差支えないが、なおこの点に就いて別の立場から考えてみよう。マグマが結晶分化作用を惹起するためには比較的静穏な状態が長期間保持されていることが必要條件になつてゐるが、これと同様の現象を本邦のような造山帯の、しかも活火山直下のマグマ溜に想定することは無理があるのではなからうか。活火山直下のマグマ溜の中では恐らく対流を生じ揮発性物質は絶えず遊離し地表では爆発を繰返しマグマの一部は地表に溢流し、従つてマグマは常に攪拌されてゐると想像される。また周壁の岩石の一部を包有しまたは同化し温度や化学成分を変えてゐると思われ、これは著しい構造線や破碎帯などの地殻の顕著な弱所に進入した場合には特に著しい。また野外の実例をみると、ある火山が噴起してカルデラを生ずるまでには熔岩の化学成分はあまり変らないが、カルデラを生じマグマ溜にも著しい影響が与えられて以後に流出した熔岩は化学成分を著しく異にしたものである。富士火山のように単純な火山形態をとる火山は基盤が強固でマグマ溜が比較静穏であつたと推察されるが、熔岩の多量であるのに比較して化学成分の変化は非常に少なく分析された限では SiO_2 49.60~51.30% でその差は僅かである。これに反し複雑な火山形態をとる火山は基盤に割目が多くカルデラの生成や基盤岩の同化が行われ易く、従つてマグマに与えられる影響が著しいと推察されるが、また実際に熔岩の化学成分の範囲は大きいのが常である。また玄武岩質のマグマが岩脈・岩床などで結晶分化作用を起す事実は認められてゐるが、安山岩質マグマが起した事実は安定大陸でも知られてゐないやうである。マグマがどのようにして造成されるかということ、そのマグマがどのような過程を辿つて冷却凝固して行くかということとは別個の問題であると考えたい。先づ第1表を全般に亘つて考察することにより次の諸事実を知りうる。

a) Q は単独で存在することは稀で P や PA を伴うことが多い。すなわち輝石安山岩質マグマが酸性深成岩を混成（または酸性マグマと混合）したならば、その影響として P や PA が生成し易い。

b) G は単独で存在することがあり、また P とは密接に関連しているが Q とはあまり関連していない。すなわち G は必ずしも混成作用が原因でなくても生成すると思われる。この場合にはいわゆる同源捕獲岩が原岩かも知れない。酸性深成岩の混成によつても生ずることもあるが、むしろ古生層などの混成によることが多く、G を生じたと同じ原因で P を生じ易い。

c) P は単独で存在することは少ない。すなわち P の生成はマグマの単純な結晶作用によつて生ずることは少なく異常な原因に基づくことが多い。

d) G はどの火山にも普遍的に見出されるが Q や PA には地域性がある。すなわち G は必ずしも特定の岩石の混成に基づくものではなく、Q や PA の存在は火山の基盤に酸性深成岩の分布している場合に限られる。

e) 灰長石大晶の産出は Q・P・G・PA のいずれとも関係がないようである。酸性深成岩とはもちろん無関係であるが、古生層などの岩片を多く取込みこれと反応しその影響が残っているような混成作用とも関係がない。

f) 本邦輝石安山岩の鏡下の小孔隙に珪酸鉱物の生成が認められるのは珍しいことではない。第1表において4者を欠くもののうちに晶洞珪酸鉱物を含むものが多い。これは元来から珪酸に就いて過飽和であつたことに原因する。しかし肉眼で認められる程度の比較的大きい晶洞珪酸鉱物を産する場合には珪酸に富んだ外来岩片を同化し局部的に珪酸を増加した場合に生ずることが多く詳細は別紙¹⁾に述べる。(未完)

鳥取県多里地方のクロム鉄鉱と産状に関する研究 第2報)

Studies on the chromites and their occurrences in the
Tari district, Tottori Prefecture (2nd report)

北原 順一 (Jun-ichi Kitahara)*

Abstract : Granite, granite porphyry and quartz porphyry were originated from same magma in the Tari district. It seems probably that ultra-basic rocks were intruded in Palaeozoic formation in the region. The ultra-basic rocks consist largely of serpentinized dunite and harzburgite. Serpentinite associated with disseminated chromite is generally pale yellow or pale green and wall rock serpentinite is dark green or black. The variation in forsterite content for the ultra-basic rocks tested by the writer is Fo_{92-97} molecular percent. Iron oxide content in ultra-basic rock is rather

1) 太田良平：本邦火山岩の晶洞（投稿中）

* 島根大学文理学部地学教室

low and magnesia content predominates over iron oxide content. Enstatite has sometimes altered to bastite and olivine to mesh serpentine. Serpentinized olivine is optically held in enstatite or bastite altered from enstatite. It seems that serpentinization come from within the ultra-basic rock (so-called autometamorphism) and serpentine is not crystallize directly from the residual liquid. Dusty magnetite is separated in serpentine derived from forsterite, but a part of iron still remains in the serpentine. Serpentinized ultra-basic rocks have a higher $\text{Fe}_2\text{O}_3/\text{FeO}$ ratio than unserpentinized ultra-basic rocks as shown in Table of the chemical analyses.

Gabbros occur within the serpentinites and chromite bodies as cognate xenolith derived from the same magma that generated ultra-basic rocks and chromites. Uralite was produced around the periphery by the alteration of clinopyroxene. The optical properties and chemical compositions of the gabbros are described.

第1報¹⁾には、クロム鉄鉱について主に記した。本報文では、鉬床附近の岩石、鉬床に伴う岩石、捕獲岩等について簡単に述べる。なお地質については、すでに第1報中に地質図を附して要約しておいた。

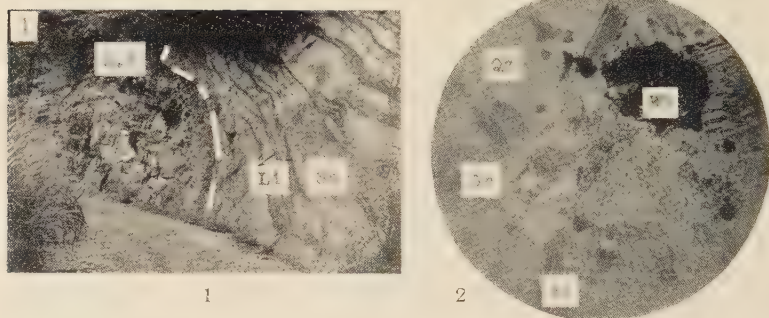
1. 鉬床附近の岩石

花崗岩類 地質図(第1報)に示すように、黒雲母花崗岩は稲積山蛇紋岩体の南東部と、出立山蛇紋岩体の東部に分布している。花崗斑岩は主に多里附近でみられる。石英斑岩は出立山蛇紋岩体の西部に現出している。これらの花崗岩類は古生層堆積後のもので、古生層に接した近くではこれに熱変質を与えている。石英斑岩が第三紀の水成岩で被覆されているのが、野組でみられる(第1図(1))。地質図には入らないが多里の西北方で、花崗岩、花崗斑岩および石英斑岩が漸移しているところがあるから、前記の花崗岩類は同一岩漿から生じたものと考えられる。

角閃石黒雲母花崗岩 稲積山の南方約1キロの地点から採つた試料について述べる。肉眼的に、中粒完晶質である。顕微鏡的に(第1図(2))、半自形ないし他形の粒状構造を呈し、石英、正長石、斜長石、黒雲母、角閃石、副成分として磁鉄鉱、燐灰石、ジルコン等を含む。石英は0.5~1mmで包有物として長石、黒雲母、磁鉄鉱が認められる。正長石は1~3mm、カルスバド式双晶を示し、一部絹雲母化作用を蒙り、黒雲母、磁鉄鉱、燐灰石、時に石英を包有する。斜長石は少量存在し、0.5~1.5mm、比較的新鮮で、アルバイト式双晶をなす、黒雲母は0.1~0.5mm、時に密集している。黒雲母の(001)面上の屈折率は、 $\gamma = \beta = 1.647 \sim 1.648$ である。 $X' =$ 淡黄色、 $Z' =$ 暗褐色の多色性を示す。これからやや変つたものでは、 $X' =$ 淡緑黄色、 $Z' =$ 緑色のもの、 $X' =$ 黄緑色、 $Z' =$ 暗緑色の多色性を示すものも認められる。これらは緑泥石に変化しようとする過程にあるものである。黒雲母の一部のものは、多色性がほとんど認められず干渉色も低い緑尼石($1.64 > n_y > 1.57$)に変つている。時に黒雲母には部分的に緑簾石に変つたところもある。この緑簾石の(100)の劈開は不明瞭である。黒雲母は磁鉄鉱、燐灰石、ジルコンを包有している。角閃石は稀に見出され0.2~0.4mm、 $110 \wedge 1\bar{1}0$ の劈開面間の角度は 124° に近

1) 北原順一：岩鉬，42，1~9；40~50，1958.

第 1 図



- 1 野組に於ける野外写真，石英斑岩を第三紀の頁岩が覆っている。Q.P.：石英斑岩，Sh：頁岩，Li：亜炭
- 2 稻積山黒雲母花崗岩の顕微鏡写真（解放ニコル， $\times 27$ ）Qz：石英，Or：正長石，Bi：黒雲母，Mt：磁鉄鈹

いものがみられ， X' ＝淡黄色， Z' ＝暗緑色または青緑色である。磁鉄鈹は，0.03～0.05 mm 程度のもので時に 0.1mm 程度のものも認められる。磁鉄鈹，燐灰石は，前述のように石英，長石，黒雲母に包有されている。

その花崗岩の化学組成およびその原子比率¹⁾は第1表に示す通りである。

第1表から，その花崗岩中の SiO_2 の含量は，日本産花崗岩²⁾のその平均含量に大よそ相当する。 $\text{K}_2\text{O} + \text{Na}_2\text{O}$ の含量は，前者は後者の平均より少い。 MgO と $\text{FeO} +$

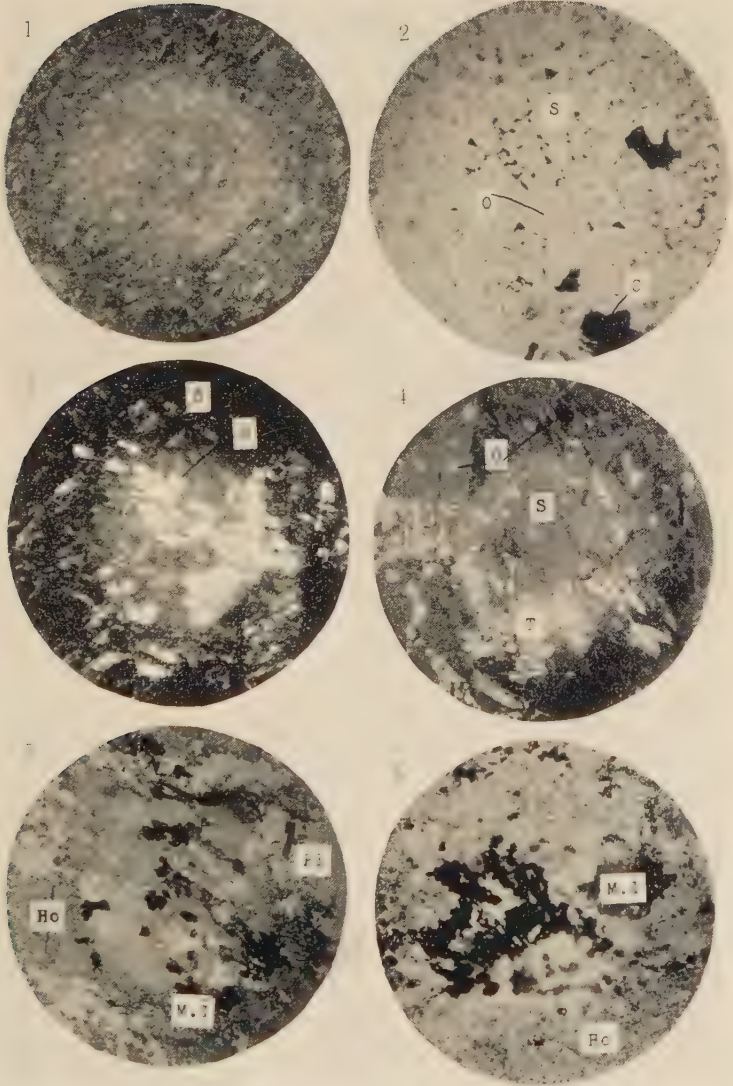
第 1 表

	Wt%	Mol. prop.	Atom. ratios		Ditto when 0=160
SiO_2	72.13	1,202	Si	1,202	62.7
TiO_2	0.44	6	Ti	6	0.3
Al_2O_3	14.53	142	Al	284	14.8
Fe_2O_3	1.38	9	Fe'''	8	0.9
FeO	2.46	34	Fe''	34	1.8
MnO	0.06	1	Mn	1	0.1
MgO	1.06	27	Mg	27	1.4
CaO	1.45	26	Ca	26	1.4
Na_2O	2.43	39	Na	78	4.1
K_2O	2.94	31	K	62	3.2
P_2O_5	0.24	2	P	4	0.2
H_2O^+	0.57	32	H	64	3.3
H_2O^-	0.12	6	O	3,068	
Total	99.81				

1) Barth, T. F. W.: Jour. Geol., **56**, 50～60, 1948.

2) Suzuki, J. and Nemoto, T.: In Japanese Jour. Sci. Hokkaido Univ., **3**, No. 1, 1935.

第2図 岩石の顕微鏡写真



- 1 蛇紋岩, 若松鉾山七号坑産 (分析 No.3) (交叉ニコル, $\times 25$)
- 2 蛇紋岩, 若松鉾山南五号坑の鉾体上部約 5m から産したもの (分析 No.7) (開放ニコル, $\times 25$)
- 3 蛇紋岩, 広瀬鉾山三十七米坑産 (分析 No.9) (交叉ニコル, $\times 25$)
- 4 蛇紋岩, 広瀬鉾山三十七米坑産 (分析 No.10) (交叉ニコル, $\times 25$)

Fe_2O_3 との含量はそれぞれ前者は後者より多い。前者の CaO の含量は、後者のそれより少ない。

花崗斑岩 多里小学校附近の道路の崖から採つた試料について述べる。肉眼的に暗灰色で石英と長石とが斑状的に存在している。顕微鏡下で石英は半自形 2~4mm である。正長石は半自形、1.5~3mm でカオリン化作用を蒙っている。斜長石は稀に見出され、0.5mm である。黒雲母は少量で半自形、0.5mm である。緑泥石化作用を蒙つて、磁鉄鉱を分離している。石基は微斑晶的ないし微晶質で、細粒の石英、正長石、黒雲母、緑廉石がみられる。

石英斑岩 広瀬鉱山の南西部の山腹から採つたものは、肉眼的に、暗黄灰色である。顕微鏡的に斑状構造を示し、石英は多量に認められ、大きいものでは 4~5mm、平均 0.5~1mm、熔蝕されているため他形である。正長石は 1~2mm で、カルスバド式双晶を示し、絹雲母化作用を受けている。斜長石は少量である。黒雲母の小片が散点している。角閃石は長柱状で $X' = \text{淡緑色}$ 、 $Z' = \text{緑色の多色性}$ を示し、一部分解して緑泥石化し、磁鉄鉱を遊離している。石基は微晶質ないし潜晶質である。

蛇紋岩 地質図に示す蛇紋岩体は、蛇紋岩の断続的露頭から作図したものである。蛇紋岩体と古生層との実際の関係を見出すことはできなかつたが、蛇紋岩が古生層の存在すべきところにレンズ状の露頭をなしているところもあるから、蛇紋岩は古生代の水成岩に侵入したものと見做している。地質図に示すように蛇紋岩体は花崗岩類の境とか、花崗岩類と古生層との境の弱線に貫入したものとみられる。一般に蛇紋岩は花崗岩類の侵入の影響で、蛇紋石から多量の滑石を生じるものであるが、当地の蛇紋岩体には多量の滑石がみられぬことから、花崗岩類は蛇紋岩より先成的であると推される。

出立山蛇紋岩体の延びの方向は大よそ $\text{N}10^\circ\text{W}$ で、その延長は約 3km、巾は 1.4km である。この蛇紋岩体は北部で $\text{N}10^\circ\text{E}$ の方向にも分岐する。稲積山蛇紋岩体の延びの方向は $\text{N}70^\circ\sim 80^\circ\text{E}$ を示し、その延長は 3.1km、巾は 1.3km である。いずれの蛇紋岩体も楕円体状をなしている。当地における超塩基性岩は主に橄欖岩、斜方輝石橄欖岩および輝岩から成つていて、ところにより程度に差はあるが、蛇紋岩化作用を蒙っている。

クロム鉄鉱体に接した蛇紋岩に散点的に存在するクロム鉄鉱のある物は、初生的に造岩鉱物として晶出したものである。これは岩漿から珪酸塩の溶融体とクロム鉄鉱の溶融体とは完全に分れたものでなく、先成的の母岩を形成した珪酸塩溶融体にも多少ともクロム鉄鉱の成分が存在したためである。これに反して、前記したように後生的に母岩の裂隙に侵入したクロム鉄鉱の溶融体にも珪酸塩の成分が混じていたため浸染鉱（母岩に後生的に浸染した意味でなく、状態をいう）ないし斑状鉱を生じ、またこのためにブドウ鉱あるいはボタン鉱を形成することもあつた。ここにブドウ鉱あるいはボタン鉱とは、不規則のクロム鉄鉱粒が密に集合したものより成るものである、ときに流動した岩漿内で早期に品出し

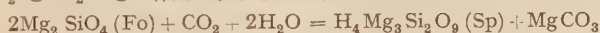
第 2 図説明つき

- 5 斑岩、若松鉱山七号坑産（分析 No.2）（開放ニコル、 $\times 25$ ）
- 6 斑岩、若松鉱山七号坑産（分析 No.3）（開放ニコル、 $\times 25$ ）

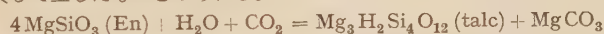
O : 橄欖石, S : 蛇紋石, C : クロム鉄鉱, T : 滑石, Ho : 角閃石
(ウラル石), pl : 斜長石, M.I : 磁鉄鉱又はチタン鉄鉱

たクロム鉄鉱が、不規則形に漠然とした線状、脈状に分結したものもある。先成的の母岩が完全に固まらないうちに後期のクロム鉄鉱珪酸塩の溶融体が浸入すると、クロム鉄鉱が前期の母岩に浸染的に入り込んだり、点列的または連鎖状に浸入し、ときに母岩中に微細脈状のものも生じる。母岩と浸染鉱体とが互に漸移しているのは、前記のように、固結しない母岩中に含クロム珪酸塩ないし含珪酸塩のクロム鉄鉱が浸入したためとみることができる。

鉱体に接した蛇紋岩に緑泥石、菱苦土鉱の細片とか細脈の認められることがある。菱苦土鉱が生ずるのは、次式に示すように浸入した含珪酸塩クロム鉄鉱溶融体に含まれていた CO_2 と H_2O との作用によるものである。



鉱体から 2~3m 離れた蛇紋岩には少量の滑石を含むものがある。この滑石は蛇紋石化作用の場合より水の含量が少い時に生成したものであるか、または頑火輝石より次式により変質して生じたものとみられる。



この場合滑石と菱苦土鉱とは低温で生成したものと思われる。これらの蛇紋岩中に顕微鏡的に微細のサポー石脈の認められることがある。鉱体に近接ないし 2~3m 離れた蛇紋岩に褐色と黒色の部から成る他形のクロム鉄鉱粒が存在する。このものは蛇紋石を包有したり、割れ目が蛇紋石で充たされている。これらのうちのあるものは、浸染的に生じたものとみられる。ときに 0.1~0.2mm 大の黒色のクロム含有の磁鉄鉱が認められる。鉱体から 2~3m よりさらに離れた蛇紋岩中に稀に初生的の自形を示すクロム含有の磁鉄鉱が認められる。

鉱体に近接した蛇紋岩に淡緑色ないし淡黄色をおびたものがあり、鉱体から離れると黒色になる傾向がある。近接した淡緑色ないし淡黄色を呈する母岩には、塵状の磁鉄鉱はほとんど存在せず、細粒のクロム含有の磁鉄鉱が認められる。鉱体に接した母岩は蛇紋岩化作用を一般に著しく蒙っているが、この場合変質の程度は塊状鉱体による方が、斑状鉱体によるより大きいようである。鉱体から離れると一般に母岩は蛇紋岩化作用をうける程度が少く、橄欖石の残晶が認められるのが多い。このように蛇紋岩化作用の程度に違いのあるのは、含水クロム鉄鉱溶融体が浸入した際の残余溶液の作用の程度によるものである。橄欖岩、輝石橄欖岩等は自己変質作用と含珪酸塩のクロム鉄鉱の浸入により変質を蒙る場合とがある。換言すれば蛇紋岩体は自己変質だけによるものと、自己および他変質の両者によるものがある。母岩の性質および蛇紋岩化を蒙った程度により蛇紋岩の色は灰緑、緑黄、黄緑、黄褐、褐、赤褐、灰黒、暗黒等を呈する。蛇紋岩化作用は、下盤の方で上盤より大きいようである。近接した母岩でも橄欖石は変質をうけ易いが、頑火輝石は多少バスタイトに変つても、あまり変質を蒙っていない。全般的に橄欖石の方が頑火輝石より変質をうけ易い。頑火輝石かときに緑泥石に変つているのは、その頑火輝石はアルミニウムを含有していたものといえることができる。

顕微鏡下に見ると、橄欖石は頑火輝石中にオフィチンク状にはいつているから、橄欖石は頑火輝石より先に生じたものであり、一つの反応関係を示すものである。このことから頑火輝石から成る輝岩は橄欖岩より後生的に生じたものとみることができよう。頑火輝石から成る輝岩は橄欖石と頑火輝石から成る岩石の頑火輝石に富んだものと見做すことが

できる。橄欖石および頑火輝石の生成には、前期のものと後期のものがある。前期のものは、前期岩漿から生じた母岩中に存在するものであり、後期のものは、後期岩漿から生じたクロム鉄鉱と共生しているものである。薄片では橄欖石は無色透明で屈折率も複屈折も高い。蛇紋石化作用は橄欖石の周縁とか劈開に沿って進んでいる。蛇紋石化作用が進むと橄欖石粒は丸くなり、塵状の磁鉄鉱が多くなる。暗色ないし黒色の蛇紋岩と黄緑色の蛇紋岩との間の差異は、前者には塵状の磁鉄鉱が多いが、後者にはそれがないか、少いかによるものである。塵状の磁鉄鉱はクロム鉄鉱体から離れた暗色の蛇紋岩だけに多い。クロム鉄鉱体に接した薄い緑色ないし黄色の蛇紋岩には、それを通常認めることができない。蛇紋岩中の塵状の磁鉄鉱は、橄欖石が蛇紋石化作用を蒙るとき次式により遊離したものである。

$3\text{Mg}_3\text{FeSi}_2\text{O}_8 (\text{Fe-bearing Fo}) + 6\text{H}_2\text{O} + \text{O} = 3\text{H}_4\text{Mg}_3\text{Si}_2\text{O}_9 (\text{Sp}) + \text{Fe}_3\text{O}_4 (\text{Mg})$
 化学式からわかるように塵状の磁鉄鉱が遊離するには或程度の酸素の存在が必要であり、蛇紋石化した場合、源の岩石より $\text{Fe}_2\text{O}_3/\text{FeO}$ の割合は大きくなる。これらとは別に橄欖石粒の多い蛇紋岩も暗黒色を示す。

クロム鉄鉱体に接した母岩は、岩松鉱山七号鉱床では時に淡緑色とか淡黄色あるいは時に灰色であるが、岩松鉱山南五号坑とか広瀬鉱山の鉱床では通常黒色の蛇紋岩に接している。鉱体に接した岩石中の橄欖石のうち橄欖石の成分が Fo_{96} のように鉄の含量の少ないものが蛇紋石化作用を蒙ると、多くの場合橄欖石から塵状の磁鉄鉱を遊離せずに、鉄はそのままアンチゴライト中に残っているものとみられるから、そのような成分のものを含む岩石が、蛇紋石化をうけると淡緑色とか淡黄色を示す。 Fo_{92-93} の成分を有する岩石が含水クロム鉄鉱-珪酸塩の溶融体の進入で蛇紋石化作用をうけると、橄欖石中に含まれた鉄の一部は塵状の磁鉄鉱として遊離した。含水溶融体が母岩の裂罅に進入して斑状鉱体または浸染鉱体を生成する時、すでに述べたように珪酸塩の石基からの岩漿放散物の作用でクロム鉄鉱粒の方に鉄成分をとられ、橄欖石のような珪酸鉱物には鉄の含量が比較的少くなるから、橄欖石に内在する水で蛇紋石化を蒙って淡黄色ないし淡緑色のアンチゴライトになる。鏡下でクロム鉄鉱の周縁が淡黄色の緑泥石で取り囲まれていることがある。この緑泥石はクロム鉄鉱と橄欖石ないし頑火輝石との作用で生じたようにみられ、クロム鉄鉱からアルミニウムが珪酸塩の溶融体に移行したものと思われる。

岩松鉱山七号鉱床の中切坑産の岩石の一試料を鏡下にみるに、稀な例であるが自形の新鮮な頑火輝石がクロム含有の磁鉄鉱に包有されているが、同時に岩石中に頑火輝石の細脈も、クロム鉄鉱の細線状のものも認められる。このことは頑火輝石のある物はクロム鉄鉱より先に生じ、ある物は橄欖石より後生的に生じたことを示すものである。

稲積山の蛇紋岩体には、輝岩がしばしばみられるが、前記のようにこの輝岩は輝石橄欖岩の輝石の多いもので、橄欖岩より後生的に生じたものである。肉眼では橄欖岩と輝岩とは識別するに困難である。日野上鉱山の日野上鉱床から採つたある緑泥石化した輝岩は頑火輝石の残晶を有する細粒の白泥石から成っている。それらの緑泥石化した輝岩には、クロム鉄鉱が散点している。この白泥石化した輝岩-クロム鉄鉱の浸染鉱体は、蛇紋岩体の裂罅に後生的に進入したものである。二種類の白泥石¹⁾ および共生するクロム鉄鉱につ

1) 北原順一：岩鉱，39，167~175，昭和30；Kitahara, J. : Sci. Rep. Shimane Univ., No. 7, 77~90, 1957.

いては、先に報告しておいた。

当地方産の蛇紋岩中の橄欖石の屈折率を浸液法で測つた結果、苦土橄欖石の成分範囲は分子率で Fo_{92-97} である。このように全般的に蛇紋岩中の橄欖石は苦土橄欖石成分に富んだものであるから、蛇紋岩ないし蛇紋岩化した橄欖岩中の $\text{FeO} + \text{Fe}_2\text{O}_3$ の含量は少く、 MgO の含量は多いことになる。このことは後記した化学分析値がよく示している。

2. 鉬 床 に 伴 う 岩 石

(1) 若松鉬山七号鉬床の七号坑附近の蛇紋岩

No. 1 鉬体に近接した蛇紋岩 肉眼的に、淡緑灰色。顕微鏡的に、橄欖石：少量、 $0.02 \sim 0.05\text{mm}$ 、 $\gamma = 1.677$ でそれに相当する成分は Fo_{96} 。アンチゴライト： $\beta = 1.557$ 。クロム鉄鉬粒：散点、 $0.02 \sim 0.03\text{mm}$ 、淡褐色で黒色縁を有する。黒色のものも存する。塵状の磁鉄鉬：認められない。

No. 2 鉬体に近接した蛇紋岩 肉眼的に、淡黄緑色。顕微鏡的に、頑火輝石：残晶、 $0.3 \sim 1.0\text{mm}$ 、直消光、黒色のクロム鉄鉬を包有。アンチゴライト： $\beta = 1.563 \sim 1.568$ 、 $\text{En}/\text{An} \approx 1/4$ 。クロム鉄鉬： 0.5mm 、黒色縁を有する褐色、黒色のものもある。方解石：細脈として、破片状のものとして存する。

No. 3 鉬体からやや離れた蛇紋岩 肉眼的に、暗色。顕微鏡的に（第2図(1)）、網状組織を示す。橄欖石：残晶、比較的多量。アンチゴライト： $\beta = 1.569$ 。緑泥石：稀、淡褐色。塵状の磁鉄鉬：多量、橄欖石が蛇紋石化するとき分離したもの。方解石：稀。

No. 4 七号鉬床から約 50m 北東に産する蛇紋岩 肉眼的に、黒色。顕微鏡的に、橄欖石：小さい残晶、多量、 $0.02 \sim 0.03\text{mm}$ 、周縁は蛇紋石化作用を蒙る。 $\gamma = 1.683$ 、相当する成分は Fo_{92} 。アンチゴライト：淡黄色または淡緑色、 $\beta = 1.562$ 。塵状の磁鉄鉬：細粒

No. 5 鉬体に近い破碎帯に産する蛇紋岩 肉眼的に、褐色。顕微鏡的に、橄欖石：蛇紋石化作用を蒙る。頑火輝石：残晶、 0.03mm 、無色劈開は明瞭、緑泥石化作用を蒙る。クロム鉄鉬またはクロム磁鉄鉬：稀ないし少量、 $0.01 \sim 0.10\text{mm}$ 、黒色縁を有する暗黄色ないし黒色。赤鉄鉬：比較的多量、小片ないし小脈状、橄欖石と頑火輝石からの変質生成物。

Nos. 1, 2, 3, 4, 5 の化学組成ならびに原子比率は第2表と第3表に示す通りである。

(2) 若松鉬山南五号坑付近産の蛇紋岩

No. 6 鉬体に近い蛇紋岩 肉眼的に、淡緑黄色、クロム鉄鉬粒が散点している。顕微鏡下で、橄欖石：残晶、稀である。アンチゴライト：繊維状、 $\beta = 1.562 \sim$ 。頑火輝石：みられない。クロム鉄鉬：褐色、 $0.1 \sim 1.0\text{mm}$ 。塵状の磁鉄鉬：ほとんど観察されない。

No. 7 鉬体の数メートル上部から採取した蛇紋岩 肉眼的に、灰黒色（クロム鉄鉬体をとにかこむ通常のもの）。顕微鏡下で（第2図(2)）、橄欖石：残晶、 $0.05 \sim 0.10\text{mm}$ 、新鮮な橄欖石の $\gamma = 1.682$ 、それに相当する成分 Fo_{93} 、多少蛇紋石化したものの $\gamma = 1.680$ 、アンチゴライト： $\beta = 1.550 \sim 1.557$ 、濁っている。鱗灰石：稀、 $\omega = 1.667 \sim 1.681$ 、クロム鉄鉬：稀、黒色で鉄の多いもの、他形。

Nos. 6, 7 の化学組成および原子比率は第2表および第3表に示す通りである。

第 2 表 蛇紋岩の化学成分

No.	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14
SiO ₂	38.64	39.89	33.04	39.02	35.98	38.98	37.22	33.97	37.30	25.20	37.45	37.13	36.50	33.32
TiO ₂	0.02	0.02	0.03	tr.	0.03	tr.	tr.	tr.	0.02	0.02	0.01	0.01	tr.	0.02
Al ₂ O ₃	0.23	1.30	0.80	0.39	4.25	0.81	0.07	1.62	0.66	0.52	0.89	1.22	2.03	0.56
Fe ₂ O ₃	2.51	4.20	6.83	3.48	5.78	2.59	4.31	4.53	4.84	5.34	2.65	3.67	3.80	5.60
Cr ₂ O ₃	1.72	1.33	0.79	tr.	0.75	1.03	0.10	2.89	0.42	0.39	1.39	1.27	0.50	1.09
FeO	2.89	3.47	5.02	4.29	0.64	2.31	4.03	4.23	4.36	4.51	2.50	2.24	2.34	4.12
MnO	0.03	0.02	0.06	0.01	0.03	0.01	0.02	tr.	0.01	0.07	tr.	0.04	0.03	0.06
MgO	39.87	34.50	35.14	42.50	36.02	39.22	40.23	37.59	39.75	40.61	39.73	40.42	37.59	41.77
CaO	0.30	1.12	3.09	0.24	1.69	0.56	0.09	1.58	0.40	0.50	1.24	0.20	4.04	0.16
Na ₂ O	n.d.	0.07	0.02	n.d.	n.d.	0.06	tr.	0.02	0.04	0.03	tr.	n.d.	n.d.	n.d.
K ₂ O	n.d.	0.05	tr.	n.d.	n.d.	0.05	tr.	0.02	0.03	0.04	tr.	n.d.	n.d.	n.d.
(CO ₂) - H ₂ O ₊	12.91	13.12	14.07	9.76	13.12	3.73	12.58	12.97	11.95	11.70	12.09	3.46	12.42	13.15
H ₂ O ₋	0.75	0.56	1.21	0.17	0.72	0.48	1.03	0.52	0.46	0.49	1.41	0.17	0.67	0.05
Total	99.87	99.65	100.10	99.86	99.24	99.83	99.65	99.94	100.24	99.42	100.36	99.83	99.97	99.90

第 3 表 蛇紋岩の化学成分から求めた atomic ratio (0=160 として)

No.	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14
Si	32.9	33.9	28.9	34.1	30.7	32.6	32.1	29.5	32.1	30.9	32.4	31.3	31.4	28.7
Ti	0.02	0.02	0.02	—	0.02	—	—	—	0.02	0.02	0.01	0.01	—	0.02
Al	0.2	1.3	0.7	0.4	4.3	0.8	0.07	1.7	0.7	0.5	0.9	1.2	2.2	0.6
Fe'''	1.6	2.7	4.5	2.3	3.7	1.6	2.8	2.9	3.1	3.5	1.7	2.3	2.5	3.6
Cr	1.1	0.9	0.5	—	0.5	0.7	0.07	2.0	0.3	0.3	0.9	0.8	0.3	0.7
Fe''	2.0	2.4	3.6	3.2	0.5	1.6	2.9	3.1	3.2	3.3	1.7	1.6	1.7	3.0
Mn	0.02	0.02	0.04	0.01	0.05	0.01	0.02	—	0.01	0.05	—	0.03	0.02	0.1
Mg	50.9	44.1	46.0	55.8	46.0	49.3	52.1	48.9	51.5	53.5	50.2	50.6	48.6	54.0
Ca	0.3	1.0	2.9	0.2	1.5	0.5	0.1	1.5	0.4	0.5	1.1	0.2	3.7	0.2
Na	—	0.1	0.04	—	—	0.1	—	0.04	0.04	0.03	—	—	—	—
K	—	0.05	—	—	—	0.05	—	0.02	0.03	0.04	—	—	—	—
H ₊	73.2	74.1	82.0	56.9	75.6	76.7	72.4	75.2	68.8	68.5	73.5	75.7	71.4	75.7

(3) 若松鉾山七号坑および南五号坑付近の蛇紋岩の化学組成 鉾体に接したところないし近いところに存在する淡緑色または淡黄色の蛇紋岩 (Nos. 1, 2, 6) 中の $\text{FeO} + \text{Fe}_2\text{O}_3$ の含量は、クロム鉄鉾体から離れた灰黒色または黒色の蛇紋岩 (Nos. 3, 4, 7) 中のそれよりも少量である。淡緑色ないし淡黄色の蛇紋岩中には塵状の磁鉄鉾は稀であり、橄欖石の苦土橄欖石分子は Fo_{96} のように多いものである。前記の如く苦土橄欖石分子に富むものが蛇紋石化作用を蒙るとき、塵状の磁鉄鉾はほとんど分離せず、鉄はアンチゴライト中にそのまま含まれたものとみられる。橄欖石の苦土橄欖石分子が Fo_{92-93} のように比較的少ないもの、換言すれば、鉄橄欖石分子がやや多いものが蛇紋石化作用をうけるとき、橄欖石中の鉄の一部は塵状の磁鉄鉾として橄欖石から分離する。蛇紋岩体に近接した淡緑ないし淡黄の蛇紋岩は、クロム鉄鉾粒をその中に散点しているから、化学分析の際完全にそれを取除いてないと、それらの岩石中の Cr_2O_3 の含有量は、黒色蛇紋岩中のそれより多いのはいうまでもない。

FeO の含量が少く、 Fe_2O_3 の含量の多い蛇紋岩 (No. 5) は褐色をしている。蛇紋岩が褐色であるのは、すでに述べたように赤鉄鉾分子によるものである。その褐色蛇紋岩中に第2表 No. 5 に示すように Al_2O_3 含量の多いのは、 Al_2O_3 を含んだ頑火輝石とその変質物とによるものと考えられる。

(4) 広瀬鉾山三十七メートル坑附近の蛇紋岩

No. 8 母岩の裂隙に進入した浸染鉾体を形成する蛇紋岩 肉眼的に、淡緑色で、蛇紋岩中にクロム鉄鉾粒が浸染している。顕微鏡的に、橄欖石から蛇紋石化したものである。アンチゴライト：繊維状、 $\beta = 1.569 \pm$ 。緑泥石：暗緑色、稀。クロム鉄鉾：0.5mm、黒色縁を有して暗褐色。塵状の磁鉄鉾：認められない。粘土脈（サポー石脈）：淡褐色のものがみられる。

No. 9 鉾体からやや離れた蛇紋岩 肉眼的に、灰黒色である。顕微鏡的に（第2図(3)）、十字ニ科尔下に網状組織である。橄欖石：残晶、稀、 $\alpha = 1.677 \pm$ 、それに相当する苦土橄欖石成分は Fo_{94-95} 。アンチゴライト： $\beta = 1.569$ 。クロム鉄鉾：稀、細粒、黄色と黒色。磁鉄鉾：塵状で、橄欖石から遊離。

No. 10 鉾体から約 50m 離れた蛇紋岩 肉眼的に、暗黒色である。顕微鏡的に（第2図(4)）、橄欖石：多量、新鮮、0.05~0.10mm、 $\gamma = 1.679$ で相当する含量は Fo_{95} 。アンチゴライト：繊維状、 $\beta = 1.552 \sim 1.562$ 。滑石：多少存在する。

Nos. 8, 9, 10 の化学組成および原子比率は第2表および第3表に示した。

(5) 広瀬鉾山附近の蛇紋岩の化学組成 先成的の蛇紋岩の裂隙に進入した蛇紋岩とクロム鉄鉾の混合体（浸染鉾ないし斑状鉾）の淡緑色蛇紋岩 (No. 8) の鉄の含量は、鉾体からやや離れた蛇紋岩 (No. 9) および離れた蛇紋岩 (No. 10) の鉄の含量とあまり差異のないのは、分析表に示すようにクロム鉄鉾粒を除去した蛇紋岩になお多少クロム鉄鉾が存し、クロム鉄鉾中の鉾の成分も分析値に加わっているため、完全にクロム鉄鉾を取除いた試料中の鉄の含量は、鉾体から離れた蛇紋岩より少くなるべきである。このようにクロム鉄鉾を浸染した蛇紋岩に鉄の含量が少いの、前記のごとくに、珪酸塩鉾物の石基から高圧の水蒸気の放散物とともに鉄がクロム鉄鉾粒に移行したためである。クロム鉄鉾粒を有する前記淡緑色蛇紋岩 (No. 8) には、橄欖石や頑火輝石は全く認められず、蛇紋石

化作用を完全に蒙っている。鉱体から離れると、蛇紋岩中に新鮮な橄欖石は多くなる。多少蛇紋石化作用を受けたものも、塵状の磁鉄鉱を遊離している。塵状の磁鉄鉱が多いと岩石 (No. 9) の色は黒色を呈するが、これが少くても橄欖石を多量に含むもの (No. 10) はやはり黒色である。

(6) 日野上鉱山の稲積鉱山附近の蛇紋岩類

No. 11 鉱体に切した蛇紋石化したハルツブルグ岩または蛇紋岩 肉眼的に、淡黄灰色である。顕微鏡的に、橄欖石：多少存在、新鮮、鮫皮様である。最大屈折率 $\gamma=1.674$ で、それに相当する苦土橄欖石成分は Fo_{96} である。アンチゴライト：1.557-。頑火輝石：多少存在する。クロム鉄鉱：細粒で、ときに部分的に集つたところもある。淡褐色のものと、暗褐色のものとがある。方解石：細脈。

No. 12 鉱体から少し離れたところに産する蛇紋岩 肉眼的に黒色で、この種類の岩石は鉱体に接しても産し、その鉱床に多量にみられるものである。

顕微鏡的に、橄欖石 (Ol)：比較的少量、0.01~0.10mm, $\gamma=1.680$ でそれに相当する苦土橄欖石成分は Fo_{94} である。アンチゴライト (Ant)： $\beta=1.560$, $\text{Ol}/\text{Ant}\approx 1/3$ 。頑火輝石：細粒、時に認められる。磁鉄鉱：塵状のものはほとんど見出されない。クロム鉄鉱：0.3~1.0mm。蛇紋岩中に散点している。淡黄褐色または淡褐色で黒色緑を有する。黒色の鉄クロム鉄鉱がときに存在する。そのあるものは破碎され、ときには橄欖石ないしアンチゴライトを包有している。

Nos. 11, 12 の化学組成および原子比率は第2表と第3表に示す通りである。

蛇紋岩化したハルツブルグ石または蛇紋岩 (No. 11) は $\text{FeO}+\text{Fe}_2\text{O}_3$ の含量が少いから、橄欖石中の苦土橄欖石成分は、 Fo_{96} のように多い。その結果岩石は黄灰色を呈する。蛇紋岩中の酸化鉄の含量が比較的少く、しかも蛇紋石化作用も著しく進んでおらず、塵状の磁鉄鉱が認められないにかかわらず岩石 (No. 12) の色が黒いのは橄欖石成分 Fo_{94} のものを比較的少量に含むためと考えられる。

(7) 日野上鉱山の日野上鉱床からの蛇紋岩類 No. 13 鉱床の近くに産する蛇紋岩化した橄欖岩 肉眼的に、黒色である。顕微鏡的に、橄欖石：残晶が認められ、0.05~0.1mm, $\gamma=1.682$ でそれに相当する苦土橄欖石成分は、 Fo_{93} である。アンチゴライト： $\beta=1.575$, 濁る, $\text{Ol}/\text{Ant}\approx 1$ 。滑石：片状のものがまれにある。石棉：蛇紋岩から二次的に生じたものである。方解石：脈状、片状, $\epsilon'>1.562$ 。クロム鉄鉱：0.5~1.5mm, 褐色、破碎され他形である。ときに黒色のものが直線的にならんでいる。

No. 14 鉱体の近くに産する蛇紋岩化した橄欖岩 肉眼的に、No. 13 と同様に暗黒色である。顕微鏡的に、橄欖石の蛇紋石化作用は、周縁とか割目に沿つて進んでいる。橄欖石：0.05~0.1mm, $\gamma=1.677$ -, Fo_{95} 。アンチゴライト： $\beta=1.554$ ±, $\text{Ol}/\text{Ant}\approx 1$ 。クロム鉄鉱：茶黄色で黒色緑を有する。細粒のクロム鉄鉱は、比較的少量である。これらは不定の間隔でほとんど直線的にならび、ときには部分的に集つている。

Nos. 13, 14 の化学組成および原子比率は第2表ならびに第3表に示す通りである。

No. 14 は鉄の含量の多いものである。No. 13 は方解石脈を有しているから CaO を含んでいる。そのため相対的に鉄の含量は少くなるわけであるが、 CaO を除くと分析表に示すより $\text{FeO}+\text{Fe}_2\text{O}_3$ の含量は多くなるはずである。No. 13, No. 14 の試料が黒色であるのは、橄欖石が岩石中に残存しているからである。

(8) 日野上鉱山の日野上鉱床産の蛇紋岩化した輝岩 浸染鉍を含む輝岩として先成的の蛇紋岩体裂隙に侵入したもので、肉眼的に緑色で、クロム鉄鉍粒が浸染している。顕微鏡的に、頑火輝石 (En) : 新鮮でなくバスタイトに変わる。バスタイト (Bu) : 淡緑色, $\beta = 1.569$, $En/Bu \approx 1/3$ 。方解石 : 小脈として、葉片状双晶。マグネサイト : 多少認められる。頑火輝石から生じた斑片。クロム鉄鉍 : 褐色の粒子で割目がある。黒色緑を有する。

緑色なのは、淡緑色のバスタイトによるものである。浸染鉍を含む輝岩は橄欖岩漿から後生的に生じたものである。

(9) 日野上鉱山の稲積鉱床産の透輝石を存する蛇紋岩化した橄欖岩 鉍体からやや離れて産するもので肉眼的に、黒色である。顕微鏡的に、十字ニ科尔下に網状組織を示す。橄欖石 : 短柱状, $0.01 \sim 0.2\text{mm}$, かなりの量存在する。 $\gamma = 1.675$, 相当する苦土橄欖石成分は $Fe_{0.97}$ 。アンチゴライト : $\beta = 1.557$ 。磁鉄鉍 : 塵状, $Fe_{0.97}$ のような橄欖石でも蛇紋石化作用を蒙るとき、条件の異りで磁鉄鉍を遊離した。透輝石 : 長柱状、ときにみられる。透閃石 : 稀, $X = \text{緑色}$, $Z = \text{淡緑}$ 。クロム鉄鉍 : 1mm , 褐色で黒色緑を有する。直線的に連続的に列ぶものがあり、なお斑状的に集っている。

3. 蛇 紋 岩 中 の 裂 罫

岩松鉱山附近における蛇紋岩体の節理系を調べてみた。その節理系の傾向として、走向 $N20^\circ \sim 30^\circ W$, 傾斜 $60 \sim 70^\circ W$, ときに $N10^\circ W$, $N10 \sim 20^\circ E$, $N70^\circ W$ の走向を示す部分もある。また $N30 \sim 60^\circ E$, 傾斜 $40 \sim 50^\circ E$, ときに $40 \sim 60^\circ W$ の節理を示す。クロム鉄鉍は、上記の節理系のうち $N20 \sim 30^\circ W$ のそれにしたがうのがよく観察される。閃緑岩脈にしても、石英脈、方解石ないし霏石の細脈もまたサボー石脈もこの節理系に沿う傾向があるが、他の節理にもみられる。

日野上鉱山附近の節理系は、走向 $N20^\circ \sim 50^\circ E$, 傾斜 $50 \sim 80^\circ E$, ときに $50 \sim 80^\circ W$ のものおよび走向 $N20^\circ \sim 40^\circ W$, 傾斜 $50 \sim 80^\circ E$ のもの等が通常みられる。走向 $N5^\circ W$, $N70^\circ W$ で、傾斜は $50^\circ \sim 70^\circ E$ または NE を示すところもある。クロム鉄鉍体は、上記の節理系中一般に $N20^\circ \sim 50^\circ E$, $50^\circ \sim 80^\circ E$ のものに従う。

クロム鉄鉍が、胚胎する節理系は、蛇紋岩体の延びの方向に大よそ平行である。これは蛇紋岩体の流れ線にほぼ直角のものとみられ、交叉節理と呼ばれるものに相当するものである。クロム鉄鉍体の走向は、多少変り、また傾斜の方向も時に変化があるが、その胚胎形態は裂罫の状態に規制されている。蛇紋岩体の延びの方向の節理とか裂罫および斜節理はさきに生じ、クロム鉄鉍はその裂罫に胚胎したのである。蛇紋岩体を横切る節理は、後生的に生じたようにみられる。

4. 斑 岩

斑岩は平均 $2 \sim 3\text{m}$ 大の楕円体状、球状などの塊をなして蛇紋岩化した橄欖岩やときにはクロム鉄鉍体に包有されている。斑岩と蛇紋岩との間には、極めて狭い間隙があつて、その空隙はサボー石で満たされていることがある。観察できるのは最終の生成物に限られ、生成の段階はみられないが、斑岩、橄欖岩のような塩基性岩およびクロム鉄鉍は同源岩漿から生じたもので、斑岩は蛇紋岩体とクロム鉄鉍が不混和に分裂するときすでに捕獲された同源捕獲岩か、岩漿分結物として存在したものと見做される。斑岩は多

くの場合鉱床ないし鉱床の近くに産するので採鉱上ある程度役立つ。

肉眼的にそれらの斑斕岩類は、細粒の長石と有色鉱物を有して暗黒色のものと、緑色のものとがあり、岩質は堅硬緻密である。

顕微鏡下では他形を示す斜長石、角閃石を主として典型的の粒状構造を呈する。ときにはオヒテック組織を示すものもある。それらの岩石中には前記の斜長石、角閃石以外に磁鉄鉱またはチタン鉄鉱、白チタン石も認められるが、ときにはヒリョク角閃石のみられるもの、単斜輝石のあるもの、燐灰石のあるもの、緑廉石の存するものなどがある。斜長石は新鮮なものが多い。多くは双晶をしていない。斜長石の劈開 (010) 上で測定した屈折率は $n_1=1.560\sim 1.569$ であるが、多くは $n_1=1.560$ である。パーガスセン石を含む斑斕岩中のものは $n_1=1.569$ である。したがって前者は An_{57-60} であるが、後者は An_{77} である¹⁾。

角閃石 今回扱った斑斕岩質の岩石のうちで、岩石を形成する最も多い鉱物は角閃石である。鏡下でみた一試料の角閃石の核は、一次的の単斜輝石であるから、角閃石は単斜輝石の周辺から変質したウラル石に相当するものである。このような変化は残漿による初生変質的の自変成作用によるものと見做される。扱った試料のうち角閃石 (ウラル石) の光学的性質は次の如くである。 $\gamma=1.669\sim 1.680$, $c\wedge Z'=14^\circ\sim 21^\circ$, $(-)2V=62^\circ\sim 76^\circ$, X' = 淡緑色ないし 淡黄緑色, Z' = 黄緑色ないし 緑色。一試料のパーガスセン石は $\gamma=1.655$ で角閃石より屈折率は低い。

輝石 多くの試料を鏡下でみると、角閃石は存在するが、単斜輝石は認められない。まれな例であるが、単斜輝石をわずかに残して周縁が厚く角閃石 (ウラル石) に変つたものがあるから、前記したように多くの角閃石は輝石から同形異变的に生じたものとみることが出来る。

かなりの量のチタン磁鉄鉱ないしチタン鉄鉱が見出される。ときには磁鉄鉱類が密に存在し、その間を斜長石や有色鉱物で満しているものもある。白チタン石はチタン鉄鉱または含チタン磁鉄鉱からの変成物である。燐灰石、黒雲母、緑簾石および緑泥石がそれらの岩石中に少量見出される。

(1) 斑斕岩 No. 1 若松鉱山南五号坑に近い鉱山道路のもので、細粒の長石と有石鉱物とを有する堅硬な岩石であるが、顕微鏡的に、完晶質、主な鉱物は斜長石：無色で新鮮、アルバイト式双晶、 $0.20\sim 0.25\text{mm}$ 、最大 0.5mm 、(010) 上の屈折率 $n_2=1.562$, An_{57} である。透輝石：他形ないし半自形、ほとんど無色、 $0.1\sim 0.2\text{mm}$ 、 $c\wedge Z=40.1^\circ$, $(+)2V=58.5^\circ$, $\gamma=1.698$ 、劈開は明瞭、双晶面 (100) を有する双晶、劈開に沿ってわずかに緑泥石化、 $Di/Pl=1$ 、角閃石：少量、 0.1mm 、ほとんど無色。磁鉄鉱：多少存在、 $0.02\sim 0.04\text{mm}$

(2) 斑斕岩 No. 2 若松鉱山七号鉱床七号坑のもので、クロム鉄鉱体中に球状の捕獲岩として産する暗黒色の岩石である。顕微鏡的に (第2図(5))、片麻岩様の組織を示す。斜長石：新鮮、双晶をしていない、 $0.1\sim 0.2\text{mm}$ 、(001) または (010) 上で $n_1=1.5595$, An_{59} である。角閃石：他形ないし半自形、多量、 $0.01\sim 0.3\text{mm}$ 、 $c\wedge Z'=14.2^\circ$, $(-)2V=62.2^\circ$, $\gamma=1.680$, $Hb/Pl=3/1$ 。透輝石質普通輝石：残晶として稀にみられる。

1) Tsuboi, S. : Min. Mag., 20, 108, 1923.

無色，劈開明瞭，透輝石の周縁は淡緑色の角閃石（ウラル石）に変わる。磁鉄鉱とチタン鉄鉱：比較的多量ないし普通，0.01~0.3mm。燐灰石：認められない。白チタン石：不透明の灰白色の集合物。

(3) 斑礫岩 No.3 若松鉱山七号鉱床七号坑のもので，蛇紋岩中に捕獲岩として産し，暗黒色，堅硬である。顕微鏡的に（第2図(6)），斜長石：多少存在する。0.02~0.1mm，比較的新鮮，ときに角閃石中に包有されている。 $n_1=1.5598$ ， An_{60} である。角閃石：半自形，多量，ときに長石中に包有されている。 $c \wedge Z'=18^\circ$ ， $(-)2V=64.3^\circ$ ， $\gamma=1.6694$ ， X' =淡緑色， Z' =黄緑色の多色性を示す， $Pl/H_0=1/4 \sim 1/5$ 。磁鉄鉱またはチタン鉄鉱：多量，0.01~0.1mm。緑泥石：稀，淡褐黄色。

(4) 斑礫岩 No.4 広瀬鉱山の二十二メートル坑のもので，クロム鉄鉱体中に捕獲岩様に産する，暗緑色の岩石である。鏡下で，斜長石：半自形ないし他形，0.1~0.2mm，比較的新鮮， $n_1=1.5688$ ， An_{77} である。パーガスセン石（Pa）：半自形，多量，0.05~0.5mm，ほとんど無色， $c \wedge Z'=22.2^\circ$ ， $(-)2V=57.6^\circ$ ， $\gamma=1.6553$ ， $Pa/Pl=5/1 \sim 7/2$ ，緑泥石：稀である。磁鉄鉱ないしチタン鉄鉱：半自形，普通ないし比較的多量，0.01~0.2mm。燐灰石：細粒の結晶，稀。緑廉石：稀少，0.02~0.05mm， $c \wedge X'=0^\circ$ ないし小角， X' =淡褐黄色， Z' =無色。白チタン石：灰白色。

(5) 斑礫岩 No.5 広瀬鉱山の充填坑のもので，クロム鉄鉱中に捕獲岩として産し，黒色，堅硬である。顕微鏡的に，斜長石：半自形，0.1~0.2mm，多少存在する。アルバイト式双晶，比較的新鮮，(001)または(010)上の屈折率 $n_1=1.5595$ ， An_{60} 。角閃石：半自形，多量，0.2~0.5mm， $c \wedge Z'=21.4^\circ$ ， $(-)2V=75.5^\circ$ ， $\gamma=1.6747$ ， X' =淡緑色， Z' =黄緑色， $Ho/Pl=5 \sim 8$ 。磁鉄鉱ないしチタン鉄鉱：多少存在，0.05~0.15mm。燐灰石：稀，0.1~0.25mm，斜長石と角閃石中に包有される。白チタン石：灰白色で不透明，チタン鉄鉱からの変成物である。

Nos. 1, 2, 3, 4, 5 の化学組成ならびに原子比率は第4表に示す通りである。

第4表 斑礫岩の化学成分

No.	1	2	3	4	5	Atomic ratios when O=160					
							1	2	3	4	5
SiO ₂	47.67	39.52	38.82	44.41	49.38	Si	47.1	39.4	39.3	42.7	47.5
TiO ₂	0.90	1.81	2.29	0.79	1.65	Ti	0.7	1.4	1.8	0.6	1.2
Al ₂ O ₃	13.49	14.14	14.94	12.47	14.46	Al	15.6	16.4	17.8	14.2	16.4
Fe ₂ O ₃	4.56	3.22	5.84	4.13	4.48	Fe'''	3.4	2.4	4.4	3.0	3.2
FeO	7.17	11.15	10.75	7.50	10.33	Fe''	5.9	9.3	9.1	6.0	8.2
MnO	0.18	0.32	0.10	0.03	0.10	Mn	0.2	0.2	0.06	0.1	0.06
MgO	7.02	12.62	13.49	14.05	7.52	Mg	10.4	18.9	20.5	20.3	10.0
CaO	15.42	14.09	10.75	12.46	9.21	Ca	16.3	15.1	11.7	12.8	9.5
Na ₂ O	1.88	1.92	1.64	1.68	2.18	Na	3.6	3.7	3.3	3.1	4.0
K ₂ O	0.28	0.06	0.28	0.25	0.35	K	0.4	0.1	0.4	0.3	0.5
P ₂ O ₅	0.31	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	P	0.2	—	—	—	—
H ₂ O ₊	0.17	1.45	0.43	2.10	0.75	H ₊	1.1	9.7	2.9	13.5	4.8
H ₂ O ₋	0.47	0.41	0.20	0.34	0.18						
Total	99.52	100.61	99.53	100.31	100.59						

前記の斑岩の化学組成を Daly の斑岩平均化学成分¹⁾と比較すると、Nos. 1, 5 の SiO_2 の含量は平均の含量に大よそ等しいが、Nos. 2, 3, 4 は少い。 Al_2O_3 , Na_2O , K_2O はどの試料でも平均含量より少い。Nos. 1, 5 の MgO は、平均含量に大体等しいが、Nos. 2, 3, 4 は多い。 CaO の含量は平均より多いもの Nos. 1, 2, 4 と少いもの Nos. 3, 5 とがある。当地の斑岩の化学組成で著しいことは、 $\text{FeO} \cdot \text{Fe}_2\text{O}_3$ が平均含量より多いことである。No. 3 の試料では、 $\text{FeO} \cdot \text{Fe}_2\text{O}_3$ が 16.5% で顕微鏡下で多量の磁鉄鉱ないしチタン鉄鉱が存在するのが認められ、磁鉄鉱斑岩とも呼ぶことができるものである。No. 1 の試料は透輝石を含むものであつて、ウラル石化作用をあまり蒙つておらないものである。この試料は他のものに比べ CaO が多い。試料 No. 4 はパーガス閃石を含むものであつて、化学組成にもそれが反映して他の試料に比べ鉄の含量が少く、 MgO の含量が多い。

関東山地東部のアルカリ角閃石とその産状

Alkali-amphiboles in the eastern part of the Kanto Mountains

関 陽太郎 (Yôtarô Seki)*

Abstract : Regarding to the chemical composition of alkali-amphiboles, the Sanbagawa metamorphic rocks in the eastern part of the Kantô Mountains can be divided in the descending order into the following four zones :

- A zone : Subglaucophane, riebeckite, magnesioriebeckite
- B zone : Glaucophane proper
- C zone : Subglaucophane, riebeckite, magnesioriebeckite
- D zone : Magnesioriebeckite (unstable)

In this paper, optical and chemical properties and modes of occurrence of the alkali-amphiboles are described in some detail.

1. は し が き

1951 年以後 1958 年までの間に、著者は関東山地東部（埼玉県と群馬県との間を境する神流川以南の地域）の結晶片岩およびその上位にある弱変成および非変成古生層の地質学的・岩石学的研究を行つてきた。この論文ではこの地域でのアルカリ角閃石の産状と分布をのべ、さらに、アルカリ角閃石の 2 つのものの鉱物学的記載をする。

この研究に際しては、東京大学理学部地質学教室都城秋穂氏よりいろいろ貴重な討論を得た。ここにふかく感謝する。

2. 地 質 概 略

この地域の地質についてはさきに発表したバンペリー石に関する論文²⁾でのべられて

* 埼玉大学文理学部地学教室

1) Daly, R. A. : *Igneous Rocks and the Depth of the Earth*, 1933.

2) 関 陽太郎：岩鉱，41，227～235，1957.

第1図 関東山地のアルカリ角閃石の分布



黒丸は $b=Z$ の、半黒丸は $b=Y$ のアルカリ角閃石の発見された位置を示し、半黒二重丸は $b=Z$ と $b=Y$ のアルカリ角閃石が第4図(j)のような形で産する地点を示す。

T : 第3紀層

At : 跡層

Ch : チャート・碎屑岩層

V : 火山岩層

S : 珪質岩層

Ns : 無点紋片岩層

Sp : 点紋片岩層

Se : 蛇紋岩

F : 断層

いる。しかしここで扱う地域は前記の論文で扱われたそれよりさらに西方にひろがつており、かつ、パンベリー石の論文が出されてより以後の再検討の結果、この地域の地質は、第1図に示すように区分される方がよいと思われるようになった。すなわち、この地域の古生層は下位より上位に、点紋結晶片岩層、無点紋結晶片岩層、珪質岩層、火山岩層、碎屑岩・チャート層に分けられる。

これらの中、碎屑岩・チャート層はパンベリー石の論文での不変成～弱変成古生層にはほぼ相当し、藤本¹⁾による上古田層にあたる。火山岩層はパンベリー石の論文での中間帯にはほぼ相当し、藤本による万場層および御荷鉾層（または御荷鉾式変成岩）の一部にあたる。珪質岩層はここで扱った地域の西部にのみあり東にゆくにつれて急激に薄くなり、鬼石—高篠間の断層（藤本の出牛—国神線にあたる）以東にはみあたらない。この地層は藤本の坂原層と柏木層とを合せたものに相当する。

点紋結晶片岩より碎屑岩・チャート層までの各層の間は、局部的には断層で境するが、大きくみて整合的に移過すると考えられる。したがって、この地域のいわゆる三波川結晶片岩は、二疊紀層より下部の古生層の変成相であると考えてよい。そして、その変成作用はこの地域の古生層最上部すなわち、碎屑岩・チャート層にまでおよんでいる。

「三波川」「御荷鉾」「秩父」という言葉は、わが国の地質学のはじまりから今日までの長い間に混乱の限りをつくした言葉といつてよい。「三波川式」および「御荷鉾式」変成岩または変成作用といった用語によつて変成作用の、時代的にも性格的にも全くことなる2つの型が主張されたり、また、御荷鉾「系」という、古生層と結晶片岩類の両者から独立した一つの系が用いられたり、変成様式の点でいわゆる結晶片岩と一連のものである、主として火山岩類および半深成岩類より成る岩層が、三波川結晶片岩形成以後の「火成岩体」として結晶片岩をつくる広域変成作用から切りはなされたりした。特に、「御荷鉾」という名称は、その科学史的意義を除いては、今日では全く実態をとまねぬものといつてよい。「御荷鉾系」「御荷鉾層」「御荷鉾式変成作用または変成岩」という言葉は、今日、わが国の地質学者の中では決して共通した内容、またはおなじ意味をもっていない。

従つて、ここでは、「御荷鉾」「秩父」という言葉を用いず、この地域の結晶片岩をつくつた広域変成作用（それは、前述の、古生層最上部にまでおよんでいる）を、「三波川」という名称の科学的意義を尊重して、三波川変成作用と呼ぶことにする。

なお、この地域では、結晶片岩層の中には、弱変成～不変成古生層に対比できるものがなく、前者は後者の直接下位に位するので、ここでは特に原岩の岩相による結晶片岩の区分はしなかつた。また、結晶片岩層を、曹長石の斑状変晶の有無によつて点紋・無点紋にわけたことは、弱変成～不変成古生層の区分と矛盾するようであるが、点紋結晶片岩層が無点紋結晶片岩層の直接下位（両者の境は層理または片理に完全に平行ではないが）にあるので、今日の段階では一応さしつかえないと思う。

3. 関東山地東部のアルカリ角閃石についての今までの研究

関東山地の広域変成岩がはじめて研究されたのは前世紀の末であつた²⁾。しかし、アルカリ角閃石が発見されたのは、1932年になつてであつた。それまでの、この地域の広域

1) Fuzimoto, H.: Sci. Rept. Tokyo Bunrika D., Sec. C., 1936.

2) 鈴木 醇: 岩鉱, 8, 237~244, 1932.

変成岩類の研究は、主として長瀬を中心とする荒川沿岸附近であつたが、そのようなところには第1図に示したようにアルカリ角閃石はない。1932年に、鈴木¹⁾によって発見されたアルカリ角閃石をもつ片状緑色岩は、神流川の川原の転石としてあつたものであつたが鈴木は、「本岩塊は少くとも三波川系または御荷鉢系に属する岩石に非ざること明らか」でおそらく古生層の「輝緑凝灰岩の一部と密接なる関係を有するものと信ぜられる」という注目すべきことを述べている。

次いで1935年、堀越²⁾は、おなじく神流川沿岸およびその北方地域の変成岩中にアルカリ角閃石がふくまれていることを明らかにし、それらのアルカリ角閃石は、光学的性質のことなる2種、即ち、藍閃石とクロス石とに分けられ、両者は、片方が他方をとりかこむような形で、または全く独立して変成岩中に見出されることを報告した。

1936年には堀越は、小川町西方の古生層のアジノールスレートとよばれる岩石と黒色スレートとの互層する中に、アルカリ角閃石をもつた千枚岩様岩石が見出されたこと³⁾および関東山地と四国の変成岩中のアルカリ角閃石の光学的性質を総括した⁴⁾

1941年、朱雀は、槻川地方の古生層と結晶片岩類の研究の中で、それらの岩石にひろくアルカリ角閃石の見出されることを報告した⁵⁾。この地域の結晶片岩類は、筆者の無点紋結晶片岩層に属し、古生層は筆者の火山岩層および碎屑岩・チャート層にあたる。

1942年に、藤本と北村⁶⁾は関東山地西北部の古生層中の輝緑凝灰岩および熔岩類が、変成作用をうけた結果、そこにアルカリ角閃石ができていることを報告した。

1957年、筆者によつて、越生町西方の、古生層の火山岩類とチャートの互層が変成作用をうけた結果、アルカリ角閃石とローソン石ができていたことが報告された⁷⁾。

以上のべたように、関東山地では、アルカリ角閃石は無点紋結晶片岩と古生層中の緑色岩および珪質岩の中にのみ見出されており、曹長石の斑状変晶をもつたいわゆる点紋結晶片岩類からは報告されたことがない。

4. アルカリ角閃石の分布

関東山地東部におけるアルカリ角閃石の分布は第1図に示されている。のちにのべる如く、この地域のアルカリ角閃石は、結晶主軸と光学的弾性軸との間の関係について $b=Y$ のものと、 $b=Z$ のものとに2分されうる。第1図では、これら2種のアルカリ角閃石を区別して示した。第1図から次のようなことがわかる：

- 1) この地域では、 $b=Z$ のアルカリ角閃石は無点紋結晶片岩層およびそれより上部の層準にあり、その分布は、前にのべたパンペリー石の分布範囲にほぼ一致する。その下限は無点紋結晶片岩層と点紋結晶片岩層との境に一致する。上限は、鬼石一高篠断層の東部と西部とでややことなり、東部では碎屑岩・チャート層の上部で、西では火山岩層の上部である。

- 1) 鈴木 醇：前出，1932.
- 2) 堀越 義一：地質，**42**，47~53，1935.
- 3) 堀越 義一：地質，**43**，554~555，1936.
- 4) Horikosi, Y. : Jpn. Jour. Geol. Geogr., **13**, 151~154, 1936.
- 5) 朱雀 智介：地質，**48**，62，1941.
- 6) 藤本治義・北村幸雄：地質，**49**，453~462，1942.
- 7) Seki, Y. : Sci. Rept. Saitama Univ., **2**, 363~373, 1957.

2) $b=Y$ のアルカリ角閃石は、 $b=Z$ のその分布する層準内で、しかもその中のある限られた一部にのみ分布する。

即ち、鬼石—高篠断層以西では無点紋結晶片岩層の最上部に、以東では火山岩層にのみ、 $b=Y$ のアルカリ角閃石は分布する。この $b=Y$ のアルカリ角閃石の分布範囲は、前にのべたこの地域のローソン石の分布範囲に完全に一致する。

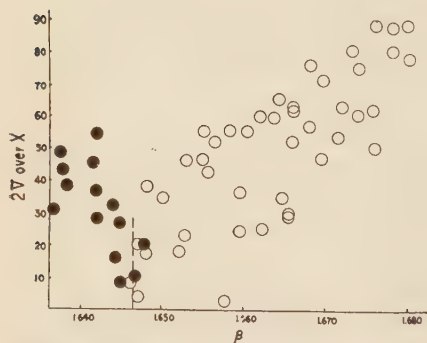
なお、この地域の点紋結晶片岩層の中には、青紫色の多色性をもち、消光角がひかく的大きい角閃石が、陽起石にかこまれてみられることがある。この角閃石の光学的方位は $b=Z$ である。おそらく Mg —リーベカイト質のアルカリ角閃石であろう。

5. アルカリ角閃石の諸性質

上にのべたようにこの地域の無点紋結晶片岩層およびそれより上位の地層の中にあるアルカリ角閃石には、光学的方位をことにする2種類がある。 $b=Y$ のものは、 $b=Z$ のものより一般に屈折率がひくく、かつ多色性がよい。

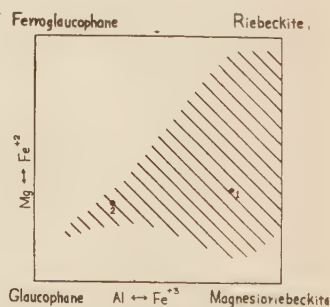
これらの2種類のアルカリ角閃石の β と光軸角との間の関係を求めると第2図のようになる。そして、 $\beta=1.647$ 位より低い屈折率のものは $b=Y$ で、それより高い屈折率のものは一般に $b=Z$ である。このことは、堀越¹⁾ によるデータときわめてよく一致する。第2図のデータより、これらの角閃石の成分範囲を推定する²⁾ と、第3図のようになる。即ち、都城の命名法による、subglaucophane を主とし、他に glaucophane proper, riebeckite および magnesioriebeckite を含むものである。

第2図



関東山地東部のアルカリ角閃石の光軸角と屈折率との関係。白丸、黒丸は、それぞれ $b=Z$ および $b=Y$ のアルカリ角閃石を示す。

第3図



関東山地東部のアルカリ角閃石の成分範囲。1, 2 は、第1表の 1, 2 にそれぞれ対応する。

これらのアルカリ角閃石の中の2つについてその化学成分と光学的諸性質を求めた結果、第1表のようになった。即ち、一つは glaucophane proper であり、他は magnesioriebeckite である。

1) Horikosi, Y. : 前出, 1935, 1936.

2) Miyashiro, A. : Jour. Fac. Sci. Univ. Tokyo, Sec. II, XI, 57~83, 1957.

第 1 表 関東山地東部のアルカリ角閃石の化学成分と光学的性質

1			2		
1			2		
SiO ₂	53.09		52.86		
TiO ₂	0.39		0.24		
Al ₂ O ₃	3.42		11.29		
Fe ₂ O ₃	14.41		5.61		
FeO	8.15		7.77		
MnO	0.12		1.78		
MgO	8.14		9.96		
CaO	2.12		2.42		
Na ₂ O	6.01		6.50		
K ₂ O	0.21		tr.		
H ₂ O(+)	3.28		2.00		
H ₂ O(-)	0.61		0.08		
Total	99.95		100.51		
Si	7.81	8.09	7.41	8.09	
Al	0.19		0.59		
Ti	0.41	2.04	1.28	1.90	
Fe ⁺³	0.04		0.03		
Fe ⁺²	1.59		0.59		
Fe ⁺²	1.01	2.81	0.91	3.20	
Mn	0.02		0.21		
Mg	1.78		2.03		
Ca	0.34	2.09	0.36	2.13	
Na	1.71		1.77		
K	0.04		—		
H ₂ O	1.61		0.93		
O	23		23		
α	1.661		1.637		
β	1.667		1.640		
γ	1.670		1.650		
(-)2V	35°~47°		22°		
disp.	ρ<ν		ρ<ν		
X	pale yellow		pale yellowish		
Y	purple		purple		
Z	blue		pale blue		
ext.					
angle	24° (c∧Y)		11° (c∧Z)		
optical orient.	b=Z		b=Y		
			1. マグネシオリーベカイト—石英—緑泥石—エビドート—曹長石片岩中のマグネシオリーベカイト，風布（寄居町），（分析者：関）		
			2. 藍閃石—石英—緑泥石—エビドート—曹長石片岩中の藍閃石，阿久原（阿久原村），（分析者：関）		
			これらはいずれも磁力分離器とクレリシ液によつて原岩より分離し，鏡下ではほぼ完全に純粋であることをたしかめた。		

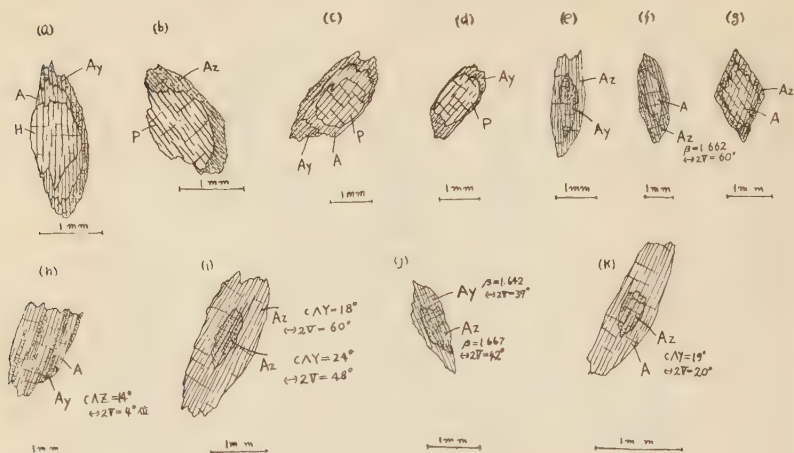
6. アルカリ角閃石の産状

上にのべたようなアルカリ角閃石は，結晶片岩層およびその上位の弱変成古生層中の，mafic な火山岩類および輝緑岩（またははんれい岩）源の，いわゆる緑色岩と，珪質岩との中にあつて，次の諸鉱物と安定に共存するとみられる：石英，曹長石，緑泥石，絹雲母，方解石，赤鉄鉱，チタナイト，スティルプノメレン，陽起石，パンペリー石，エビドート，およびローソン石。

弱変成古生層と無点紋結晶片岩層の中の mafic な岩石の中では，しばしば火成源の普通輝石，チタン輝石，褐色～緑褐色普通角閃石がのこつていて，アルカリ角閃石はそれらを交代していることがある（第4図，a, b, c, d）。しかし，これらの層準の中でも，アルカリ角閃石が上にのべた色々の変成鉱物と安定に組合つて，（火成源の輝石や角閃石の残晶のない）片状の緑色岩，または珪質岩を造ることが多い。点紋結晶片岩層では，アルカリ角閃石は，極めて稀で，且つ常に陽起石の結晶の中に包まれて産する（第4図 K）。

アルカリ角閃石はその産出する層準によつて，成分をややことにする。即ち，前にのべたように，最下部に位置する点紋結晶片岩層で陽起石にかこまれてまれに見出されるアルカリ角閃石は，その光学的性質より考えて，magnesianiebeckite である。しかもこのアルカリ角閃石は，この層準のうけた広域変成作用においては不安定であるらしい。無点紋

第4図 アルカリ角閃石のいろいろの産状



P : 普通輝石, H : 普通角閃石, A : 陽起石,
 Ay : $b=Z$ の光学的方位をもつアルカリ角閃石,
 Az : $b=Z$ の光学的方位をもつアルカリ角閃石

結晶片岩層とそれ以上の層準の弱変成古生層では、ローソン石が安定に見出される一つの巾せまい層準 (厚さ約 200~300m)¹⁾ を除いては、主として subglaucophane~riebeckite, まれに magnesioriebeckite が見出される。それらはいずれも $b=Z$ の光学的方位をもつ (第4図, f, g, i)。まれに $b=Y$ の glaucophane proper もあるが、これは常に上にのべた riebeckite または magnesioriebeckite 成分にとんだアルカリ角閃石によつてかこまれている (第4図 e)。ローソン石の産する層準は、さきにふれたように無点紋結晶片岩層最上部 (鬼石—高篠断層以西), または火山岩層 (鬼石—高篠断層以東) である。そこでは、glaucophane proper のアルカリ角閃石が主で、その他の riebeckite または magnesioriebeckite 成分にとんだものはすくない。しかも後者は多くの場合前者によつてかこまれるように発達している (第4図 j) ことが多く、逆のことはまれである (第4図 a, c, d, h)。すなわち以上のことから、この地域の変成岩類は、アルカリ角閃石の種類によつて下位にむけて次のように層序的に区分される;

- A 帯 : subglaucophane + riebeckite + magnesioriebeckite
- B 帯 : glaucophane proper
- C 帯 : subglaucophane + riebeckite + magnesioriebeckite
- D 帯 : magnesioriebeckite (不安定)

次にアルカリ角閃石と陽起石との間の関係についてのべよう。上に示したアルカリ角閃石の成分による層序的区分の中、D 帯ではアルカリ角閃石は不安定で、陽起石が安定であるらしい。A, B, および C 帯では、第4図 a, c, f, g, で示したような texture

1) 関 陽太郎 : 前出, 1957.

のほかに、アルカリ角閃石と陽起石とが平行連晶している（c 軸を共通にもつ）場合（第 4 図 h）や、アルカリ角閃石と陽起石の安定関係の判断に苦むような場合が多い。A, B, C の各帯では、明らかに安定なアルカリ角閃石も、また、明らかに安定な陽起石もひろく分布するから、これらの各帯で支配的であつた変成条件（物理・化学的条件）の下では、両鉱物ともに安定であり、かつ、一般的には両者は安定に共存するということができる。ここで、陽起石として一括してのべた鉱物は、点紋結晶片岩層中のものと、無点紋結晶片岩層およびそれより上位の弱変成古生層中のものとして、光学的性質および化学組成の上でやや異なっている。この点については、稿を改めて報告する。

次いでアルカリ角閃石と、エビドート、パンベリー石およびローソン石との間の関係についてのべるが、その前に次のことを明らかにしておきたい。

1. さきにパンベリー石の分布について発表した¹⁾後、今日までの調査によると、さきの論文の第 1 図で示したよりも、さらに層序的に上位にまでパンベリー石が分布することがわかつた。そしてその分布の上限は、現論文の第 1 図に示されたアルカリ角閃石の分布上限にほぼ一致し、碎屑岩・チャート層の上部である。
2. エビドートは、点紋結晶片岩層より上位にひろく分布し、その分布の上限は、上にのべたパンベリー石とアルカリ角閃石の分布の上限よりやや下位である。エビドートの鉱物学的性質と分布などについては、別稿で論ずる。

エビドートとアルカリ角閃石の組合せは非常に多い。また、ローソン石をもつ岩石は大ていの場合アルカリ角閃石をとまなう。ところが、アルカリ角閃石とパンベリー石とが安定に共存することはきわめてまれであり、パンベリー石と共存する角閃石はほとんど常に陽起石である。パンベリー石とアルカリ角閃石とがともなうときは、常にエビドートかローソン石または両者がそれらに共生する。そして、角閃石族と、エビドート、ローソン石、パンベリーとの関係は次のようにまとめられる。

エビドート：陽起石、アルカリ角閃石ともに共生。アルカリ角閃石は $b=Y$ のものも $b=Z$ のものもあり。

パンベリー石：陽起石と共生するのが普通で、アルカリ角閃石を伴うことは稀。アルカリ角閃石—パンベリー石の組合せには常にエビドートまたはローソン石またはそれらの両者が伴い、かつ、アルカリ角閃石とおそらく安定に共存しつつ陽起石のみみられることが多い。

ローソン石：陽起石のみ伴う場合もあるが、ほとんど常にアルカリ角閃石と伴う。

アルカリ角閃石は $b=Y$ の glaucophane proper の成分のものが普通である。

エビドート、パンベリー石、ローソン石は、水の量を除いては、化学組成が互に非常に似ているのに、パンベリー石のみがアルカリ角閃石と共生しにくいのはどうしてなのか明らかでないが、今後究明すべき興味ある問題である。

結論として、関東山地東部の三波川広域変成岩類は、点紋結晶片岩層、無点紋結晶片岩層および弱変成古生層に分けられ、弱変成古生層は、その岩相によつて更に、三層に区別される。このような変岩類は、その中にあるアルカリ角閃石の成分によつて、4 つの帯にわかれる。

1) 関 陽太郎：前出，1957.

奈良県五条鉱山産鉱石のコロイド組織について

Colloidal texture of the ore minerals of the Gojo mine

東 元 定 雄 (Sadao Higashimoto)*

Abstract : Gojo mine is situated in the so-called undetermined Meso-zoic formation which is consisted of shale, sandstone, tuff, chert, diabase and limestone. The ore bodies are lenticular in shape, and are consisted of pyrite, melnicovite-pyrite, chalcopyrite, sphalerite, galena, quartz and chlorite. The ore bodies and the country rocks are remarkably sheared, and the most part of the ores are cataclastic in texture, but there are some ores which are colloidal in texture in the inner part of the ore bodies where shearing is not so remarkable. The colloidal texture is pre-tectonic (pre-cataclastic).

The colloidal ores show radial, concentric and spherical arrangement, are mainly consisted of melnicovite-pyrite associated with some sphalerite, chalcopyrite, pyrite, quartz and chlorite. The ores must be formed by coagulation or precipitation of the dispersed phase from the disperse system.

The geological agitation in this case might be volcanism, and the dispersion medium might be sea water or brackish water which contains sufficient amount of electrolyte to coagulate the sulphide sol. The source of the materials of the ore deposits is also the volcano, and the deposits are probably syngenetic in origin.

1. ま え が き

五条鉱山は奈良県吉野郡野迫川村にあり、千原鉱業株式会社に属する。この鉱山には、金屋淵鉱床、立里鉱床、紫園鉱床などがある。鉱床はいづれも未詳中生層中に胚胎するキースラーガーである。筆者は、1956年、金屋淵鉱床から、コロイド組織を持つ鉱石を見出し、メルニコバイト黄鉄鉱やいわゆる鉱化バクテリアを見出した。メルニコバイト黄鉄鉱は、堆積性鉱床や浅熱水性鉱床から広く見出されており、いわゆる鉱化バクテリアは、主として堆積性鉱床から見出されている¹⁾。また、コロイド組織を持つ金属硫化物は、低温でコロイド溶液からの凝結によつて生成すると考えられ、浅熱水性鉱床や堆積性鉱床から見出される¹⁾。凝灰岩や赤色チャート生成に關係する火成活動によつて形成されたと考えられている²⁾この鉱床に、このような組織や鉱物の集合体が見出されたことは注目

* 広島大学理学部地質学・鉱物学教室

1) Ramdohr, P.: Die Erzminerale und ihre Verwachsungen, Berlin, 1950.

2) 志井田功・梅田甲子郎: 総合研究「日本の後期中生界の研究」連絡紙, 第6号 1957.

すべきことであると考えらる。

なお、メルニコバイト黄鉄鉱やいわゆる鉱化バクテリアは、我國の他のキースラーガーからは見出されておらず、しかも、ここの鉱化バクテリアの成因は従来の説では説明出来ないで、ここに金屋淵鉱床附近の地質と鉱床について簡単にのべた後、鉱石のコロイド組織を説明し、いわゆる鉱化バクテリアの成因についての筆者の考えを報告し、多数の方の御批判を得たいと思う。

2. 地 質 と 鉱 床

鉱山附近は、いわゆる時代未詳中生層に属する頁岩、砂岩、凝灰山、チャート、輝緑岩などの累層よりなる。この累層は、下位より、志井田・梅田¹⁾の和田層に相当する層と赤滝層に相当する層に区分される。和田層相当層は、砂岩の優勢な、砂岩と頁岩の互層である。赤滝層相当層の下部には、凝灰岩、頁岩を主とし、チャート、砂岩、輝緑岩、石灰岩を挟む層(志井田・梅田の九尾層相当層)があり、上部には、頁岩を主とし、砂岩、凝灰岩、輝緑岩、チャート、石灰岩を挟む層がある。赤滝層相当層の砂岩、チャート、石灰岩、輝緑岩はすべてレンズ状であり、連続性に乏しい。

赤滝層相当層と和田層相当層は整合関係にある。

貫入岩として輝緑岩と玢岩がある。輝緑岩はアミーバ状をなす、造構造運動の途中に貫入してきたものであろう。玢岩は岩脈として見られる。

金屋淵附近では、これらの地層はかなりはげしい造構造運動をうけ、著るしい褶曲や低角度の断層を多く生じている。また、領家外縁帯で見出されて、breccia bearing shear slate と名づけられた岩石²⁾に似た、特異な構造をもつ岩石も見出される。すなわち、頁岩中の砂岩、チャート、鉱体がちぎられ、レンズ状または団子状になって、頁岩中に挟まれている。砂岩レンズの大きさは、数 mm～数 10m である。砂岩・チャート、鉱体のレンズまたは団子は、頁岩の層理を切ることもある。また、それらの割目は頁岩によつてみだされている。凝灰岩は、すみ流し状に頁岩中に挟まれている。このような特異な構造をもつ岩石は、続成作用の進んでいない“やわらかい”岩層に、マクロ的断裂運動が働いた結果生じたと考えられている。また、砂岩や鉱体などのレンズや団子の長軸の方向と地層の褶曲軸の方向とが一致しているので、褶曲運動と断裂運動はほぼ同時期に起つたものと考えられる。したがって、岩相堆積と造構造運動とのあいだには、大きな時代的ひらきはなかつたと考えられる。

この層群の時代は判っていないが、志井田・梅田は、和田層の比較的下位に、*Stromatoporoidea* (?) を多く含む鰐状の鳥巢様石灰岩が露出していることを報告している。

また、彼等は、この地区の西方を層序学的に調査し、未詳層群分布地域に散在する滝谷、宇井、天知、第二宗山、銅ヶ峯、川段、檜川迫、笠木、赤倉などのキースラーガーが、例外なく、赤滝層の九尾(ツヅラオ)層中に胚胎することを明らかにし、九尾層の輝緑凝灰岩および赤色チャートの生成に関係する火成活動に伴つて、かなり優勢な鉱化作用がおこなわれた可能性があることを明らかにした。

1) 志井田功・梅田甲子郎：前出，1957。

2) 小島丈見・岡村義彦：地質巡検旅行案内書「柳井地方」，九州大学，1952。
 柏木日出治：広大地研報 3, 15～23, 1953。

金屋淵鉱床 九尾層相当層中に、層理にはほぼ整合的に胚胎する 笹の葉状の鉍体よりなる。母岩は大部分頁岩であるが、凝灰岩、砂岩または輝緑岩である場合もある。鉍床附近の黒色頁岩中には、かなり広範囲にわたって、黄鉄鉍の散乱 (dissemination) が見られることがある。腐泥から生じたと考えられる黒色頁岩中に広範囲に、ほぼ一様に黄鉄鉍粒が分布することから考えて、この黄鉄鉍は同時性堆積性黄鉄鉍と考えられる。また、凝灰岩には、必ず、黄鉄鉍鉍染が見られる。これは、火山灰噴出と同時に、硫化鉄の沈澱が行なわれたことを示していると考えられる。

鉍体の走向は N60W ないし N80W で、傾斜は 30N、落しの方向は 70W である。

鉍体は shearing をうけており、褶曲したり、衝上したり、小さく切られてレンズ状ないし団子状になって母岩中にもみこまれている。このようなレンズ状ないし団子状鉍体は、母岩の層理を切る場合もある。以下にのべる如く、顕微鏡的鉍石の組織も明らかに、鉍石が生成後偏圧をうけたことを示している。もし、造構造運動と地層堆積の間に、大きな時代的へだたりがなかったと仮定すれば、地層堆積と鉍床生成の間にも大きな時代的へだたりがなかったといえる。

鉍石は主として黄鉄鉍、メルニコバイト黄鉄鉍よりなり、少量の閃亜鉛鉍、黄銅鉍、方鉛鉍、石英、緑泥石、絹雲母などを伴っている。鉍体に接する母岩が緑泥石化していることもあるが、一般に母岩の変質は著しくしない。

黄鉄鉍 は粒状のものが大部分であるが、コロイド組織を示すこともある。破碎された鉍石や鉍物の割目をみたす六面体の黄鉄鉍もある。最後のもの以外は破碎されている。鉍体の周辺部の黄鉄鉍が特に強く破碎されている。したがって、黄鉄鉍の大部分は破碎作用前に生成していたと考えられる。

メルニコバイト黄鉄鉍 ここでは微晶質、隠微晶質または反射微顕鏡下では非晶質に見える、黄鉄鉍と白鉄鉍よりなると考えられる同心円状〜皮殻状または放射状集合体のことをメルニコバイト黄鉄鉍という。鏡下では、黄鉄鉍より多少反射能が低いので黄鉄鉍より褐色がかつて見える。異方性を持つ鉍物—白鉄鉍は少量である。黄鉄鉍より腐蝕に対する抵抗性が弱い。例えば $2\frac{1}{2} \text{HNO}_3 + 4\text{HCl} + \text{KClO}_3 \cdot 10\text{H}_2\text{O}$ によつて、メルニコバイト黄鉄鉍は約 1 秒で腐蝕されるが、黄鉄鉍は 4~5 秒後に特定の断面のみ腐蝕される。

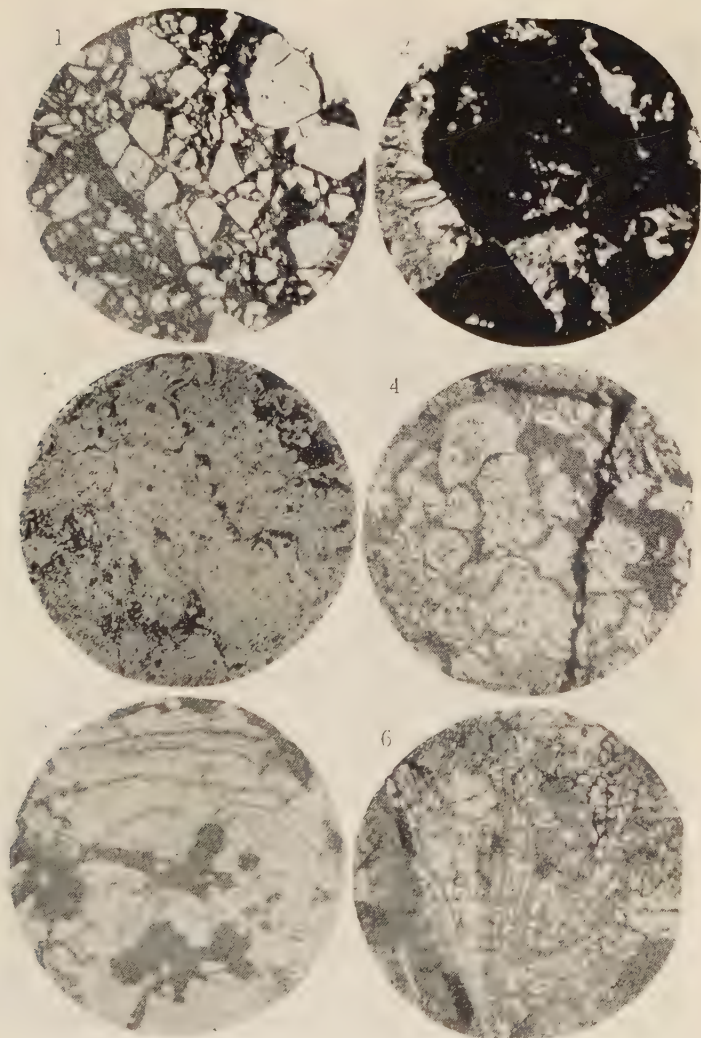
このようなメルニコバイト黄鉄鉍がコロイド組織を示す鉍石の主成分鉍物である。コロイド組織を示す鉍石はかなり多量見出されるので、メルニコバイト黄鉄鉍はかなり多量存在するものと考えられる。

メルニコバイト黄鉄鉍は破碎作用をうけている。閃亜鉛鉍、黄鉄鉍、黄銅鉍などが、その割目をみだしている。

メルニコバイト黄鉄鉍は浅熱水性鉍床や堆積性鉍床に特有のものであるので、破碎作用によつて生成するとは考えられないし、その形態からも、生成中に偏圧をうけたとは考えられない。したがって、メルニコバイト黄鉄鉍をかなり多量含んでいる金屋淵鉍床は変形運動前に生成したと考えられる。

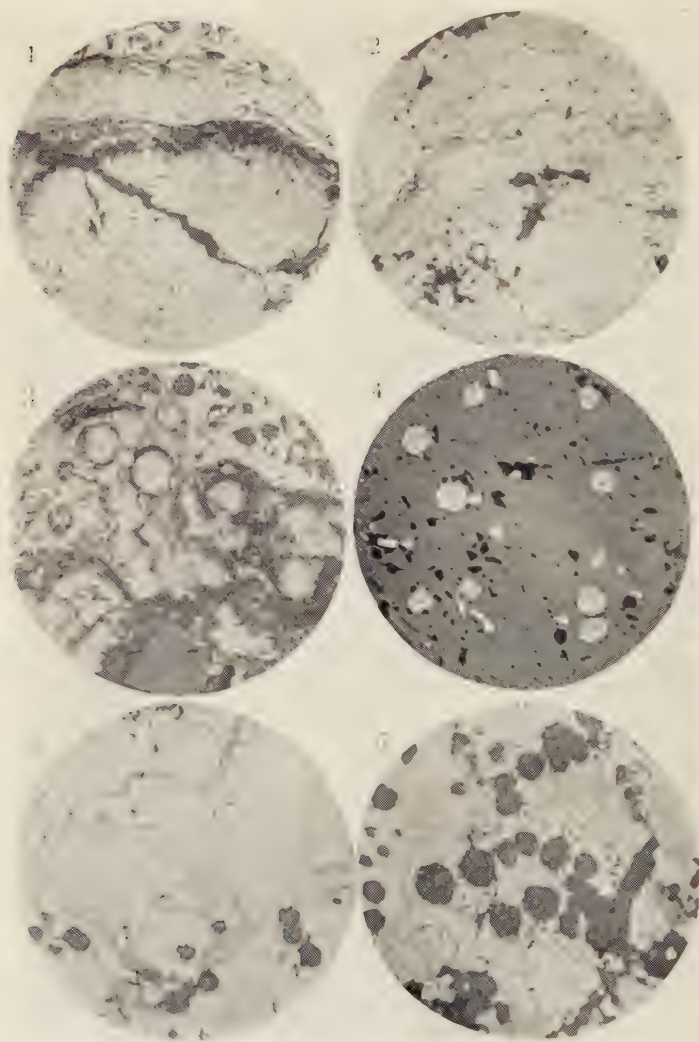
黄銅鉍 と **閃亜鉛鉍** は互に密接に伴っている。しかし、両者が離溶組織を示すことはない。閃亜鉛鉍の薄片での色 (透過光線) は淡黄緑色であり、FeS を数 % 以下しか含んでいない低温性閃亜鉛鉍であると考えられる。黄銅鉍と閃亜鉛鉍は、コロイド組織を示すものと、破碎された鉍石の割目をみたすものがある。

第 1 図



- 1 破碎された鉍石 黄鉄鉍 (白色), 脈石 (黒色) ($\times 30$)
- 2 黄鉄鉍 (黒色) の周囲に発達する石英の偏圧影 ($\times 60$)
- 3~6 コロイド組織を示す鉍石。6 以外は, $2\frac{1}{2} \text{HNO}_3 + 4 \text{HCl} \text{ KCl}$
 $\text{O}_3 + 10\text{H}_2\text{O}$ で腐蝕。メルニコバイト黄鉄鉍 (灰白~白色), 閃亜鉛鉍・黄鉄鉍・
 脈石 (灰色~暗灰色), 黄鉄鉍 (白色) 3 ($\times 30$), 4 ($\times 60$)
- 5 皮殻状メルニコバイト黄鉄鉍とその割目をみたす閃亜鉛鉍・黄鉄鉍 ($\times 60$)
- 6 放射状 (バルメット状) メルニコバイト黄鉄鉍 HNO_3 で腐蝕 ($\times 240$)

第 2 図



1～6 コロイド組織を示す鉱石

- 1 放射状メルニコバイト黄鉄鉱と皮殻状体の組合せ (×240)
- 2 黄鉄鉱結晶に連続する皮殻状メルニコバイト黄鉄鉱 (×240)
- 3 黄鉄鉱球とメルニコバイト黄鉄鉱・閃亜鉛鉱・脈石 (×240)
- 4 閃亜鉛鉱中の黄鉄鉱球 (×240)
- 5, 6 メルニコバイト黄鉄鉱中の閃亜鉛鉱球 (×240)

黄鉄鉱体中の石英は、波動消光を示し、破碎されている。偏圧影 (pressure shadow) として黄鉄鉱粒の周囲に、ふさ状に葉片状石英が発達する場合もある。

このように、鉱体や鉱石は、生成後、著しい cataclastic metamorphism をうけたことを示す構造や組織を持っている。したがって、金屋淵鉱床は一種の変成鉱床である。原鉱床は、偏圧の影響のない所で生成した低温性鉱床であつた。しかも、鉱体が火山噴出物の優勢な地層に整合的に胚胎すること、鉱床附近には同時性堆積性と考えられる黄鉄鉱々染があること、堆積性鉱床に多く見られる組織を持つこと、交代鉱床であるとの証拠がないこと、母岩の変質がほとんど見られないことなどから、原鉱床は凝灰岩生成に関係する火山活動によつて生じた同時性堆積鉱床であると考えられる。

3. 鉱石のコロイド組織

コロイド組織を示す鉱石は、鉱体内部の破碎作用を強くうけていない部分に見出される。皮殻状～同心円状のもの、放射状 (パルメツト状) のもの、両者を組合せたもの、鉱化バクテリアなどがある。(筆者は鉱化バクテリア状組織をコロイド組織の一種と考える。)

不規則同心円状体の大きさは、直径数 cm のものから 0.02 mm のものである。大部分は 0.1～0.2 mm である。放射状～パルメツト状体は、長さ 0.1～0.3 mm である。いわゆる鉱化バクテリアは、直径 0.02 mm 以下である。

コロイド組織を示す鉱物は、メルニコバイト黄鉄鉱、黄鉄鉱、閃亜鉛鉱、黄銅鉱、石英である。

皮殻状～不規則同心円状体 メルニコバイト黄鉄鉱のみよりなるもの、その皮殻の一層または二層が閃亜鉛鉱、黄銅鉱または石英よりなるものがある。皮殻状組織はコロイド溶液からの週期的沈澱によつて生成すると考えられるので、 FeS_2 の週期的沈澱の途中に、少量の ZnS 、 CuFeS_2 または珪酸の沈澱が行なわれたと考えられる。皮殻状～不規則同心円状体は、他の集合状態を示すものに較べて、圧倒的に多量である (第1図3, 4, 5, 第2図5)。

放射状～パルメツト状体 放射状～パルメツト状メルニコバイト黄鉄鉱が、まれに、皮殻状体に伴つて見出される。鏡下では、明らかに結晶質である。メルニコバイト黄鉄鉱以外の鉱物の放射状集合体は、まだ、見出していない。放射状体は、正負に帯電したコロイド粒子の結合によつて生成すると考えられる (第1図6)。

皮殻状体や放射状体は、同時性堆積鉱床と考えられているランメルスベルグ鉱床¹⁾ やイタリーのリバリ島の現在海底噴気によつて生成しつつある黄鉄鉱床²⁾ にも見出されている。

皮殻状体と放射状体の組合せ 同心円状体の中心部が放射状体よりなるものと、その皮殻の一層または二層が求心的に配列する黄鉄鉱の細長い結晶よりなるものがある (第2図1)。

皮殻状メルニコバイト黄鉄鉱の皮殻の一部が黄鉄鉱の結晶面の一部に連続している場合もある (第2図2)。不規則同心三角形状メルニコバイト黄鉄鉱や閃亜鉛鉱中に点状に

1) Ramdohr, P. : Geol. Jahrb., Bd. 67, 367～495, 1953.

2) Bernauer, F. : N. Jb. M. G. P., BB. 69-A, 1935.

分布するメルニコバイト黄鉄鉱もある。これらもやはりコロイド溶液からの沈澱によつて生成したものと考えられる。

鉱化バクテリア すべての断面が円に近いので、ほぼ球状をなすものと考えられる。閃亜鉛鉱よりなるものと黄鉄鉱よりなるものがある。閃亜鉛鉱球の直径は 0.02~0.007 mm 大部分は 0.017mm, 黄鉄鉱球の直径は 0.02~0.007mm 大部分は 0.015~0.013 mm である。

閃亜鉛鉱球は、同心円状メルニコバイト黄鉄鉱の皮殻部に不規則に分布する。腐蝕によつても内部構造を知りえなかつた(第2図5, 第2図6)。

黄鉄鉱球は、同心円状メルニコバイト黄鉄鉱の中心部にある場合(第2図3), 閃亜鉛鉱皮殻中にある場合(第2図4), 粒状黄鉄鉱に取巻かれてある場合がある。いずれの場合の黄鉄鉱球も、大きさと内部構造はほぼ等しい。いいかえると、共生する鉱物の種類や性質のちがによつて、その大きさや内部構造が変わることはない。腐蝕によつて、容易に、その内部構造をあらわす。すなわち、黄鉄鉱球は、密につまつた、自形または他形の黄鉄鉱微晶より構成される(第3図)。黄鉄鉱粒の間にはメルニコバイト黄鉄鉱がある。黄鉄鉱粒の大きさは、0.003~0.0003mm, 大部分は 0.001mm である。その配列は不規則であり、同心円状または放射状をなすこともなく、硫黄バクテリアの細胞を黄鉄鉱が交代したと考えられるような配列も見られない。

このような球状体は、ヨーロツパでは¹⁾, 鉱化バクテリアとよばれている。

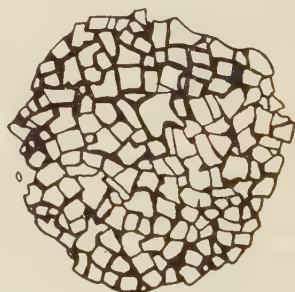
いわゆる鉱化バクテリアは、かつて、硫黄バクテリアの仮像と考えられた²⁾が、最近では、その説に反対する人が多い。

Schouten³⁾ は、現世の硫黄バクテリアにはいわゆる鉱化バクテリアのような大きさ、形、内部構造を持つものではなく、鉱化バクテリアは硫黄バクテリアの化石形とも似ていないし、硫黄バクテリアの生理や生態からも、鉱化バクテリアは硫黄バクテリアの仮像とは考えられないことを明らかにした。

もし、鉱化バクテリアが硫黄バクテリアの仮像であるとすれば、鉱化バクテリアは堆積性鉱床のみに見出され、しかも、生成の時代や場所のちがいに応じて、その形態が変化するはずである。と

ころが、いわゆる鉱化バクテリアは、火山活動によつて物質を供給されて生成したと考えられる同時性堆積鉱床に多く見出されているとはいえ、熱水性鉱床と考えられている Rio

第3図



0.01 mm

黄鉄鉱よりなる鉱化バクテリアの内部構造 黒色部メルニコバイト黄鉄鉱, 白色部黄鉄鉱

1) 例えば Ramdohr, P. : 1950, 1953. 前出

2) 例えば Neuhaus, A. : Z. angew. Min., II, 304~342, 1940.

3) Schouten, C. : Econ. Geol., 41, 517~538, 1946.

Tinto の黄鉄鉱床や Cornwall の錫脈でも見出されている¹⁾。また、それは生成の場所と時代とに関係なく、ほぼ似た大きさ、形、内部構造を持つている。例えば、黄鉄鉱よりなる鉱化バクテリアは、密につまった自形または他形の黄鉄鉱粒の球状集合体である。その大きさは、ランメルスベルグでは 0.015mm、メッゲンでは 0.01~0.03mm、五条では大部分 0.017~0.013mm である。したがって、いわゆる鉱化バクテリアは硫黄バクテリアの仮像と考えるよりも、無機成因によるものと考えの方が妥当である。その特有の形、大きさ、内部構造は生成の時の特別な物理的、化学的条件の反映にすぎないと考えられる。

Ramdohr¹⁾ も「いわゆる鉱化バクテリアは鉱化された硫黄バクテリアではなく、その形は単に機械的意味しか持たず、ある物体—それは硫黄バクテリアでもよい—の周囲に沈澱した物質が、比重、運動能、表面などの関係で、一定の形と大きさを示すにすぎない」と考えており、「多くの点からはじまった黄鉄鉱ゲルの metacolloidal crystallization を示す」との Rust の説に賛成している。彼等の説は、その場にゲルとして沈澱したものがいわゆる鉱化バクテリアになったとの説である。

さて、五条の鉱化バクテリアを考えてみると、無機成因によることは間違いないが、その産状や内部構造は、Ramdohr や Rust の説では矛盾なく説明することができない。すなわち、粒状黄鉄鉱にとり巻かれて黄鉄鉱球が存在すること、閃亜鉛鉱皮殻中にはほぼ同じ大きさの黄鉄鉱球が不規則に分布すること、その黄鉄鉱球が密につまった黄鉄鉱微粒よりなること、皮殻状体の皮殻の数層を切る閃亜鉛鉱があることなどを説明しえない。たとえば、閃亜鉛鉱皮殻形成の途中に黄鉄鉱ゲルが沈澱すれば、閃亜鉛鉱と黄鉄鉱ゲルの互層を生ずるはずであるし、もし何か都合のいい物体を核として球状体を生ずるとしても、それらがすべて同じ大きさ、形を持つとは考えられないし、球状体をなすゲルのみが結晶して黄鉄鉱微粒の集合体になるとも考えられない。

球状体の産状は、他の所で完成された球状体が皮殻状体や粒状黄鉄鉱を形成しつつある場所に沈澱してきたと考えれば容易に説明される。筆者は、球状体を含んでいた系は分散系であり、分散系に浮遊していた $1\mu\sim 30\mu$ のコロイド粒子がいくつか結合²⁾して、一定の大きさ以上になり、もはや懸濁できなくなり、沈降し、堆積したものがいわゆる鉱化バクテリアであると考えられる。

FeS や ZnS のコロイド粒子の臨界半径は非常に小さい³⁾。したがって、FeS や ZnS の 1μ 以上の粒子を含む粗粒子分散系（サスペンション）を生ずるためには、それらの粒子を重力に抗して浮遊させる力が必要である⁴⁾。その力は、この場合は、火山活動に

1) Ramdohr, P. : 前出, 1953.

2) 粒子の結合によつてコロイド粒子が成長する過程の研究には次のようなものがある。(Kolthoff, L. M. : Proc. Koninkl. Nederland Akad. Wetenschap, 40, 82, 1937. Nemtsova & Collaborators : Doklady Akad. Nauk., S. S. S. R., 77, 297, 1951. ibid., 80, 615, 1951.)

3) 玉虫文一・吉岡甲子郎 : 分散系, 岩波講座現代化学, 1, 1, 1956.
Burton, E. F. : The physical properties of colloidal solution

4) Kruyt, H. R. : Colloid Science, 1, 1952.

よるものと考えられる。ちょうど、上昇気流によつて水滴 ($400\sim 3\mu$)¹⁾ が、風によつて砂や塵埃 (10μ 以上)¹⁾ が空気中に浮上させられるように、火山活動による噴気または噴流によつて、分散媒中に浮上させられた鉱物粒が、ちょうど、水滴がいくつか結合して雨滴を生ずるように、いくつか結合して球状体を作り、一定の大きさ以上になったものが沈降し、皮殻状体や粒状黄鉄鉱の生成しつつある所へ堆積したものがいわゆる鉱化バクテリアであると考えられる。もし、この考えが正しければ、球状体の大きさは分散媒と分散質の密度差、分散媒の粘性、粒子の電荷、粒子の吸着物や保護膠質の量と性質、地質学的 agitation の様式と強さなどによつて決定される。したがつて、世界的に、時代の新旧をとわず、ほぼ似た大きさ、形、内部構造を持つ球状体が見出されていいわけである。

次に、分散媒について考えてみたい。ZnS や FeS のサスペンションを生ずるためには、分散媒が酸素を含んでいてはいけなない。酸素を含まず、しかも、噴気または噴流によつて鉱物粒が浮上させられたとき、下部で、多量の硫化鉱物の凝結を起しうのような分散媒としては、停滞している海水または汽水が最も都合である。しかし、まれには分散媒が流動する熱水液であつてもいいわけである。五条、メツゲン、ランメルスベルグは前のような場合であり、コーンウォールは後のような場合であろう。

金屋淵鉱床の場合、九尾層の凝灰岩や輝緑岩の生成に関係する火山活動によつてもたらされた物質——海水や汽水または底泥中には、鉱床を生じうに十分な量の鉄や硫黄は含まれていない²⁾ ので、鉱床を構成する元素の大部分は、火山活動によつてもたらされたと考えられる——が、海水または汽水に出会い、その一部は粒状黄鉄鉱となり、他の一部はコロイド粒子となつた。分散媒の含む多量の電解質によつて、分散した粒子は沈澱した。コロイド粒子の一部や粒状黄鉄鉱の一部は噴出する気体または液体によつて水中に浮上させられた。それらの粒子は結合し球状体をつくり、一定の大きさ以上になると、沈降し、皮殻状体や粒状黄鉄鉱の間に位置を占めて、いわゆる鉱化バクテリアとなつたと考えられる。

4. ま と め

五条鉱山金屋淵鉱床は、一種の変成鉱床である。原鉱床は同時性堆積鉱床と考えられる。コロイド組織を持つ鉱石が見出され、メルニコバイト黄鉄鉱や鉱化バクテリアが見出された。いわゆる鉱化バクテリアは分散媒中に浮遊していたコロイド粗粒子の結合によつて生じた球状体が沈積したものであると考えられる。分散媒は海水または汽水であつたと考えられる。

終りに、終始、御指導と御批判をいただいた広島大学理学部地質学鉱物学教室の木野崎教授、迎助教授、添田教官および五条鉱業所の国田所長、尾関技師に厚く感謝する。

本研究に要した費用の一部には文部省科学研究助成金を用いた。

1) Gibbs, W. E. : Cloud and Smoke, London, 1924.

菅原 健 : 地球化学, 岩波講座現代化学 2, C, 1956.

2) 菅原 健 : 前出, 1956.

Sugahara, K., Koyama, T. & Kozawa, A. : J. Earth Sci. Nagoya Univ., 1, 17~23, 1953. Koyama, T. & Sugahara, K., *ibid.*, 24~34.

岩石の吸水量比と耐圧強度との関係について (第2報)

On the reference of the absorption ratio of water and
the bearing-power of the rocks (2nd report)

倉 持 文 雄 (Fumio Kuramochi)*

1. 序 言

湿潤状態における岩石供試体の耐圧強度はそれが乾燥状態における耐圧強度よりも、一般に小さい数値を示している¹⁾²⁾。第三紀の石英閃緑岩においては、湿潤状態としての水中養生期間を変化させた場合、その耐圧強度は吸水量比と密接な関係にあり、吸水量比の増加と耐圧強度の低下とは、ほぼ比例関係にあることが知れた。

本報文においては、それを砂岩について試験したもので、試料として東京都西多摩郡奥多摩町水根附近に分布する、ジュラ紀小河内層群鷹ノ巣山層³⁾⁴⁾に属するものを用いた。採取箇所は小河内ダムの堤敷内で、3箇所から砂岩塊1個ずつ計3個(A, B, C)を採取し、順次試験を行った。その結果、耐圧強度は吸水量比と密接な関係にあり、第三紀の石英閃緑岩と同様吸水量比の増加と耐圧強度の低下とは比例関係にある。また本試験において、弾性係数・見掛け比重・吸水率・有効率の測定をも行った。

2. 試 料

当地附近の地層の一般走向および傾斜は N50~70°W, 60~80°NE で、試料採取の際に、あらかじめ附近の地層面を岩塊に記載し、供試体作成にあたって地層面を荷重面とするようにした。

試料は暗灰色の堅硬緻密塊状のやや石灰質の砂岩で、これを鏡下にみると(第1図)、主に亜角礫状の石英・チーク・斜長石・正長石からなり、それらの粒径は 0.2~0.8mm 程度である。その他磁鉄鉱・緑泥石・黒雲母・燐灰石も認められる。3個の砂岩の成分を granular components-intergranular detritus に分けると、第1表および第2図に示す通りで、それらは subgraywacke に相当する⁵⁾。

3. 測 定

第1回試験。径約 40cm の砂岩(A)から 5×5×0.5cm 岩片を3個と、5×5×5cm

* 東京都水道局

1) 倉持文雄：地学, **64**, 148~151, 1955.

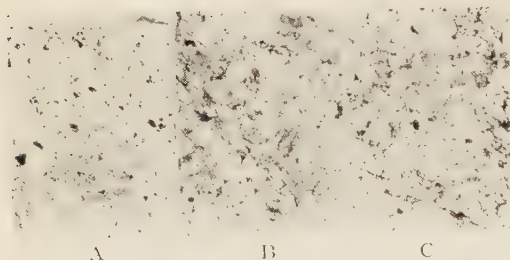
2) 倉持文雄：岩鉱, **41**, 200~210, 1957.

3) 藤本治義：秩父多摩国立公園の地質, 6~9, 1953; 関東地方, 日本地方地質誌, 17~19, 1953.

4) 藤本治義・鈴木道夫：小河内文化財総合調査報告, **1**, 9~18, 1957, 小河内層群を4層に分類し、鷹ノ巣山層を中山層と命名している。

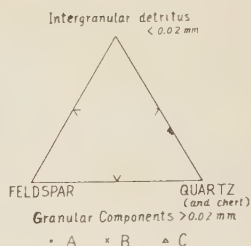
5) Pettijohn, F. J.: Sedimentary Rocks, 227~228, 1948.

第 1 図



開放ニコル (× 5)

第 2 図



第 1 表

	A	B	C
Quartz	66.14 %	64.34 %	62.87 %
Feldspar	0.62	1.03	2.19
Intergranular detritus	33.24	34.63	34.94
Total	100.00	100.00	100.00

第 2 表

試料番号	W _{1g}	W _{2g}	W _{3g}	見掛け比重	吸水率 %	有孔率 %
A—1	33.59	21.33	33.68	2.72	0.268	0.729
2	33.63	21.36	33.72	2.72	0.268	0.728
3	33.83	21.44	33.92	2.71	0.266	0.721
B—1	33.23	20.89	33.28	2.68	0.150	0.403
2	33.21	20.87	33.26	2.68	0.151	0.403
3	33.46	21.00	33.51	2.67	0.149	0.399
C—1	34.25	21.66	34.33	2.70	0.234	0.631
2	34.22	21.62	34.30	2.70	0.234	0.631
3	34.25	21.65	34.34	2.70	0.263	0.709

第 3 表

試料番号	ヤング率 dyne/cm ² × 10 ¹¹	ポアッソン比	体積弾性率 dyne/cm ² × 10 ¹¹	剛性率 dyne/cm ² × 10 ¹¹	gage type
A—1	8.34	0.19	4.48	3.50	S—11
2	7.37	0.16	3.68	3.18	"
B—1	9.48	0.21	5.49	4.50	C—1
2	8.12	0.20	3.91	3.42	"
C—1	6.53	0.21	3.75	2.70	C—1
2	6.07	0.24	3.90	2.90	"

立方状供試体を 14 個作成した。前者の岩片は見掛け比重・吸水率・有孔率の測定と顕微鏡観察に、後者の供試体は吸水量比・耐圧強度・弾性係数の測定用の試料とした。

(1) 岩片：3 個の岩片を 110°C 以下の乾燥器中に放置し、空気浴にて断続加熱して乾燥させる。そして試料が恒量となるまで放置して後、 20°C 恒温室内で秤量する。これに要した時間は 26 時間である。次に 20°C 恒温室内において大気圧のもとで蒸溜水 (18.5°C) 中に浸し、水分が完全に飽和状態に達するまで、即ちそれが恒量となるまで蒸溜水中に放置する。それに要した時間は 48 時間である。この試料を蒸溜水 (18.5°C) 中で秤量し、さらに空気中で秤量して見掛け比重・吸水率・有孔率を既報告¹⁾と同じ方法で求めた。その結果は第 2 表に示す通りである。

(2) 供試体：14 個の供試体を 110°C 以下の乾燥器中に放置し、空気浴にて断続加熱し、それが恒量 (W) となるまで乾燥させる。それに要した時間は 293 時間である。

これら 14 個の供試体を desiccator 中に移し、常温になるのをまつて 2 個ずつの 7 組に分け、湿潤期間をそれぞれ 0 分・10 分・3 時間・1 日・3 日・10 日・30 日とした。湿潤期間 0 分とは乾燥状態のものであり、あわせて弾性係数の測定用とした。その他は清水中に浸したもので、湿潤期間は水中養生期間を示している。供試体を清水中に浸した当初、その表面に細気泡が付着するので、たえず毛筆で拭い気泡の付着しないように努めた。

水中養生期間が終了したならば、直ちに清水中から供試体を取り出し、その表面に付着している水を拭いとり、空气中で秤量してその時の重量 (W') を求め、吸水量比を算出する。これらの操作は 20°C 恒温室内で行ったもので、全期間を通じ清水の温度は $19.2 \sim 20.4^{\circ}\text{C}$ であった。さらに供試体をアムスラー型試験機により、荷重を徐々に加えて破壊し、その時の耐圧強度を求めた。この場合の荷重速度はほぼ一定とし、1 秒間あたり $1\text{kg}/\text{cm}^2$ と規定した。また試験機の加圧板と供試体荷重面の間に attachment を用い、さらに紙片をはさんで偏荷重をできるだけさけるようにした。荷重面は各供試体とも同一位の地層面である。

弾性係数の測定にあたっては、乾燥状態にある供試体の荷重面以外の 4 面の中央に Wire strain gage²⁾ を 1 個ずつ接着させる。その測定方法は既報告³⁾の通りである。

この測定値から、荷重と単位長さに対する変化 ($\Delta l/l$) の図表 (第 3 図) を作成し、比例関係にある範囲において弾性係数を算出した。また耐圧強度は破壊荷重から求めたものである。それらの結果は第 3 表、第 4 表および第 4 図に示す通りである。

湿潤期間 3 日の吸水量比は $0.0536 \sim 0.0595$ 、同じく 30 日の吸水量比は $0.1307 \sim 0.1400$ であり、砂岩 (A) の吸水率は $0.266 \sim 0.268$ (第 2 表参照) であるから、前者は吸水率の約 21%、後者は同じく約 51% を示している。

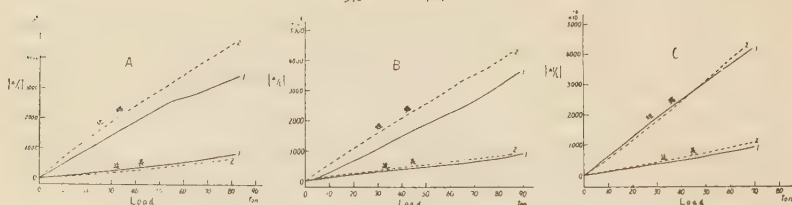
湿潤期間 3 日の耐圧強度は $2,128.3 \sim 2,200.8 \text{ kg}/\text{cm}^2$ 、同じく 30 日の耐圧強度は $1,692.0 \sim 1,815.3 \text{ kg}/\text{cm}^2$ であり、乾燥状態の耐圧強度は $3,312.0 \sim 3,420.0 \text{ kg}/\text{cm}^2$

1) 倉持文雄：岩鉱, 40, 235, 1956; 41, 76~77, 1957.

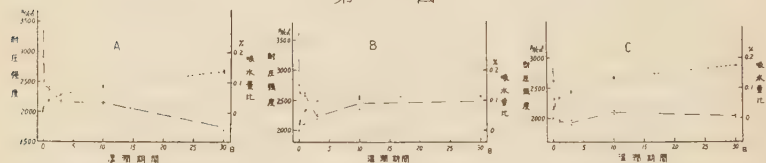
2) Type S-11, gage length 15mm, gage resistance 119.8 Ω , gage factor 1.98.

3) 倉持文雄：岩鉱 40, 236~237, 1956.

第 3 図



第 4 図



であるから、前者は乾燥状態における耐圧強度の約 64%，後者は同じく約 51% を示している。

砂岩 (A) の吸水作用は短期間に急激に行われ、それ以降は緩慢となる。また耐圧強度は乾燥状態において最も大きく、水中養生に伴つて急激に減少し、それ以降は緩慢となる。そして吸水量の増加と耐圧強度の減少とは密接な関係にあることが認められる。

第 2 回試験。径約 40cm の砂岩 (B) から $5 \times 5 \times 0.5$ cm 岩片を 3 個と、 $5 \times 5 \times 5$ cm 立方状供試体を 14 個作成した。前試験と同様、岩片は見掛け比重・吸水率・有孔率の測定と顕微鏡観察に、供試体は吸水量比・耐圧強度・弾性係数の測定用の試料とした。供試要領は前回試験とはほぼ同様である。

(1) 岩片：3 個の岩片を 110°C 以下の乾燥器中に放置し、空気浴にて継続加熱して乾燥させる。そして試料が恒量となるまで放置して後、 20°C 恒温室内で秤量する。これに要した時間は 48 時間である。次に 20°C 恒温室内において大気圧のもとで蒸溜水 (19.4°C) 中に浸し、水分が完全に飽和するまで蒸溜水中に放置する。それに要した時間は 100 時間である。この試料を蒸溜水 (19.6°C) 中で秤量し、さらに空気中で秤量して見掛け比重・吸水率・有孔率を既報告¹⁾と同じ方法で求めた。その結果は第 2 表に示す通りである。

(2) 供試体：14 個の供試体を 110°C 以下の乾燥器中に放置し、空気浴にて継続加熱し、それが恒量 (W) となるまで乾燥させる。それに要した時間は 138 時間である。

これら 14 個の供試体を desiccator 中に移し、常温になるのをまつて 2 個ずつの 7 組に分け、湿潤期間をそれぞれ 0 分・30 分・3 時間・1 日・3 日・10 日・30 日とした。湿潤期間 0 分とは乾燥状態のもので、あわせて弾性係数測定用とした。その他は 20°C 恒温室内において清水中に浸したもので、全期間を通じその水温は $19.5 \sim 21.4^{\circ}\text{C}$ であつ

1) 倉持文雄：岩鉱 40, 235, 1956; 41, 76~77, 1957.

第 4 表

試料 番号	荷重面積 cm ²	破壊荷重 ton	耐圧強度 kg/cm ²	乾燥時の 重 量 W g	湿潤期間 終了時の 重 量 W' g	吸水量比 $\frac{W' - W}{W} \times 100$ %	潤湿期間
A—1	25.00	85.5	3,420.0	335.91	—	—	0
2	25.00	82.8	3,312.0	336.21	—	—	0
3	24.95	71.1	2,849.7	335.08	335.11	0.0090	10分
4	25.00	72.8	2,912.0	335.75	335.78	0.0389	10分
5	24.95	59.3	2,376.8	335.54	335.60	0.0179	3時
6	25.00	62.6	2,504.0	335.53	335.59	0.0179	3時
7	25.05	59.1	2,359.3	335.91	336.04	0.0387	1日
8	24.95	60.4	2,420.8	335.51	335.65	0.0417	1日
9	24.95	53.1	2,128.3	336.05	336.25	0.0595	3日
10	24.90	54.8	2,200.8	335.73	335.92	0.0536	3日
11	25.05	54.2	2,163.7	335.63	335.91	0.0834	10日
12	25.00	53.4	2,136.0	335.63	335.92	0.0864	10日
13	24.90	45.2	1,815.3	335.83	336.30	0.1400	30日
14	25.00	42.3	1,692.0	336.75	337.19	0.1307	30日
B—1	25.10	90.8	3,617.5	332.83	—	—	0
2	25.10	91.7	3,653.4	333.74	—	—	0
3	25.10	68.9	2,745.0	332.95	333.03	0.0240	30分
4	25.15	69.4	2,759.4	333.78	333.85	0.0210	30分
5	25.05	64.2	2,562.9	333.10	333.21	0.0330	3時
6	25.10	66.4	2,645.4	333.47	333.57	0.0300	3時
7	25.10	64.5	2,569.7	333.07	333.28	0.0630	1日
8	25.10	66.2	2,637.5	332.68	332.91	0.0691	1日
9	25.05	54.8	2,187.6	332.69	333.02	0.0892	3日
10	25.10	56.9	2,266.9	332.91	333.24	0.0991	3日
11	25.10	63.5	2,529.9	333.20	333.58	0.1140	10日
12	25.10	58.9	2,346.6	333.29	333.63	0.1020	10日
13	25.10	61.6	2,454.2	333.82	334.19	0.1108	30日
14	25.10	62.4	2,486.1	333.26	333.64	0.1140	30日
C—1	25.10	70.9	2,824.7	336.38	—	—	0
2	25.05	69.6	2,778.4	335.99	—	—	0
3	25.05	65.3	2,606.8	336.09	336.20	0.0327	30分
4	25.05	66.1	2,638.7	336.04	336.14	0.0298	30分
5	25.15	58.6	2,330.0	335.76	335.89	0.0387	3時
6	25.15	58.1	2,310.1	335.53	335.66	0.0387	3時
7	25.05	49.3	1,968.1	336.63	336.83	0.0683	1日
8	25.15	48.6	1,932.4	335.62	335.85	0.0685	1日
9	25.05	47.2	1,884.2	336.23	336.52	0.0863	3日
10	25.10	49.6	1,976.1	336.94	337.22	0.0831	3日
11	25.05	51.8	2,067.9	335.90	336.34	0.1310	10日
12	25.05	53.2	2,123.8	336.39	336.85	0.1367	10日
13	25.05	50.1	2,000.0	335.24	335.83	0.1760	30日
14	25.10	51.5	2,051.8	335.39	335.98	0.1759	30日

た。水中養生期間が終了したならば、直ちに清水中から供試体を取り出し、その表面に付着している水を拭いとり、空気中で秤量してその時の重量 (W') を求め、吸水量比を算出する。それらの操作および耐圧強度試験の要領は前回試験と同様である。

弾性係数の測定にあつては、荷重面 (地層面) 以外のそれに垂直な任意の 1 面の中央に Wire strain gage¹⁾ を 1 個接着させる。この gage によつて荷重方向の短縮と、それに直交方向の延長とを測定する。その測定方法は既報告²⁾ の通りである。

この測定値から、荷重と単位長さに対する変化 ($\Delta l/l$) の図表 (第 3 図) を作成し、比例関係にある範囲において弾性係数を算出した。それらの結果は第 3 表、第 4 表および第 4 図に示す通りである。この Wire strain gage は同一供試体面において、短縮および延長を測定しうるので、仮りに偏荷重が若干作用したとしても、それによる誤差は僅少である。

湿润期間 3 日の吸水量比は 0.0991~0.0992, 同じく 30 日の吸水量比は 0.1108~0.1140 であり、砂岩 (B) の吸水率は 0.149~0.151 (第 2 表参照) であるから、前者は吸水率の約 66%, 後者は同じく約 75% を示している。

湿润期間 3 日の耐圧強度は 2,187.6~2,266.9 kg/cm², 同じく 30 日の耐圧強度は 2,454.2~2,486.1 kg/cm² であり、乾燥状態の耐圧強度は 3,617.5~3,653.4 kg/cm² であるから、前者は乾燥状態における耐圧強度の約 61%, 後者は同じく約 68% を示している。

砂岩 (B) の吸水作用は砂岩 (A) と同様、短期間に急激に行われ、それ以降は緩慢となる。耐圧強度も同じく乾燥状態において最も大きく、水中養生に伴つて急激に減少し、吸水量の増加と耐圧強度の減少とは密接な関係にあることが認められる。

第 3 回試験。径約 40cm の砂岩 (C) から 5×5×0.5cm 岩片を 3 個と、5×5×5cm 立方状供試体を 14 個作成した。前試験と同様、岩片は見掛け比重・吸水率・有孔率の測定と顕微鏡観察に、供試体は吸水量比・耐圧強度・弾性係数の測定用の試料とした。試験要領は前回試験と同様である。

(1) 岩片: 3 個の岩片を 110°C 以下の乾燥器中に放置し、空気浴にて継続加熱して乾燥させる。試料が恒量となるまで放置して後、20°C 恒温室内で秤量する。これに要した時間は 48 時間である。次に 20°C 恒温室内において大気圧のもとで蒸溜水 (20.6~21.0°C) 中に浸し、水分が完全に飽和状態に達するまで蒸溜水中に放置する。それに要した時間は 100 時間である。この試料を蒸溜水 (20.7°C) 中で秤量し、さらに空気中で秤量して見掛け比重・吸水率・有孔率を既報告³⁾ と同じ方法で求めた。その結果は第 2 表に示す通りである。

(2) 供試体: 14 個の供試体を 110°C 以下の乾燥器中に放置し、空気浴にて継続加熱し恒量 (W) となるまで乾燥させる。それに要した時間は 199 時間である。

これら 14 個の供試体を desiccator 中に移し、常温になるのをまつて 2 個ずつの 7 組

1) Type C-1, 2 軸 90 度直行, gage length 21mm, gage resistance 120.0 Ω ($\pm 0.3\%$), gage factor 2.08

2) 倉持文雄: 岩鉱 41, 77~78, 1957.

3) 倉持文雄: 岩鉱 40, 235, 1956; 41, 76~77, 1957.

に分け、湿潤期間をそれぞれ 0 分・30 分・3 時間・1 日・3 日・10 日・30 日とした。湿潤期間 0 分とは乾燥状態のもので、あわせて弾性係数測定用とした。その他は 20°C 恒温室において清水中に浸したもので、全期間を通じその水温は 20.8~21.3 °C であった。水中養生期間が終了したならば、直ちに清水中から供試体を取り出し、その表面に付着している水を拭いとり、空气中で秤量 (W') し、吸水量比を算出する。これらの操作および耐圧強度試験の要領は前回試験と同様である。

弾性係数の測定にあたっては、荷重面(地層面)以外のそれに垂直な任意の 1 面の中央に Wire strain gage¹⁾ を 1 個接着させる。この gage によつて荷重方向の短縮と、それに直交方向の延長とを測定する。試験方法は前回と同様で、この測定値から荷重と単位長さに対する変化 ($|\Delta l/l|$) の図表(第 3 図)を作成し、弾性係数を算出した。それらの結果は第 3 表、第 4 表および第 4 図に示す通りである。

湿潤期間 3 日の吸水量比は 0.0831~0.0863、同じく 30 日の吸水量比は 0.1759~0.1760 であり、砂岩 (C) の吸水率は 0.234~0.263 (第 2 表参照) であるから、前者は吸水率の約 34%、後者は同じく約 71% を示している。

湿潤期間 3 日の耐圧強度は 1,884.2~1,976.1 kg/cm^2 、同じく 30 日の耐圧強度は 2,000.0~2,051.8 kg/cm^2 であり、乾燥状態の耐圧強度は 2,778.4~2,824.7 kg/cm^2 であるから、前者は乾燥状態における耐圧強度の約 69%、後者は同じく約 72% を示している。

砂岩 (C) の吸水作用は砂岩 (A, B) と同様、短期間に急激に行われ、それ以降は緩慢となる。耐圧強度も同じく乾燥状態において最も大きく、水中養生に伴つて急激に減少し、吸水量の増加と耐圧強度の減少とは密接な関係にあることが認められる。

4. 結 語

各試料とも測定試験の方法はほぼ同様で、試料を乾燥してそれを清水中に浸して水中養生を行い、水中養生期間が終了したならば清水中から取り出し、供試体の表面に付着している水分を布で拭いとして秤量し、さらに強度試験を行つたものである。

その結果、耐圧強度は各試料とも乾燥状態において最大を示し、水中養生に伴つて急激に低下し、3 日以降の低下は緩慢である。そして 3 日の耐圧強度は乾燥状態における強度の 60~70% を示している。また吸水作用も清水中に浸すと同時に速かに行われ、3 日以降は同じく緩慢となる。

即ち乾燥状態にある砂岩を清水中に浸すと、急速に吸水作用が行われ、それに伴つて耐圧強度も急激に減少し、3 日以降の変化はともに緩慢となる。そして第 3 紀の石英閃緑岩と同様、吸水量比の増加と耐圧強度の低下とは比例的な関係にある。水中養生に伴う吸水作用および耐圧強度の変化の割合は石英閃緑岩の方が、砂岩よりもはるかに顕著である。これは石英閃緑岩が完晶質で有孔率の大なるためであろう。

終りにのぞみ、種々御教示を賜つた小河内貯水池建設事務所長佐藤志郎氏に対し深甚なる感謝の意を表する。

北海道空知炭田石狩層群上部の粘土鉱物組成変化

Variation in clay mineral composition of the upper
Ishikari group in Sorachi coal field, Hokkaidō*

鈴木 好一 (Koiti Suzuki)**

北崎 梅香 (Umeka Kitazaki)**

Abstract : In muddy rocks of the upper Ishikari group of the Sorachi coal field, halloysite, montmorillonite, illite and mixed layers of montmorillonite and illite occur almost always in association with one another.

The lower *Corbicula*-bearing, *Woodwardia* and upper *Corbicula*-bearing formations are characterized by frequent occurrences of samples richer in 3-layer clay minerals, i. e. montmorillonite, illite and their mixed layers. No such sample has been found in the Ashibetsu formation, except its basal part in Ashibetsu district. In this district, the upper part of the formation is showing frequent occurrences of samples richer in halloysite of 2-layer structure.

A probable correlation is suggested between this stratigraphical change in clay mineral composition and that found in the lower part of the Iku-shunbetsu formation of the Yūbari coal field.

空知炭田西部の挾炭層中の粘土にかんする第2報¹⁾で扱った美唄挾炭層よりも上位の下部舘介・羊歯・上部舘介・芦別の各累層中の炭層は、この地方では大体採行の対象になっていないので、粘土についても坑内で充分な試料をとることができなかった。

たとえば、芦別と上部舘介の両累層に対しては北部の三井砂川地域で試料をとつただけで、南部のものとの比較検討ができなかつたし、羊歯と下部舘介にいたつては、三井美唄鉱業所の坑内で両者をあわせた幾春別累層の中・下部の試料を比較的よくとつたほかは、全地域を通してほんの参考程度の試料しか得られていないのである。

したがつて、この地方の北部では美唄と羊歯の両累層の間に下部舘介累層がかなり明確に区別できるのに、南部ではこれがはつきりしなくなるというような重要な問題の解明も、将来のくわしい研究にまっほかはないことになる。

空知炭田の東部の上部石狩層群の粘土についても、その第3報²⁾で報告したとおり、下部舘介～芦別の諸累層からの試料はごく不十分なものでしかないといえる。特に上部舘介累層からはほとんど試料をとつてなかつたので、同累層が最も厚く発達している頓城の苗甫沢について改めて試料を採取した。

* 炭質変化の研究 第19報：資源科学研究所業績 第865。

** 資源科学研究所

1) 鈴木好一・北崎梅香：資源研彙，41-42，28～26，1956。

2) 鈴木好一・野沢和久：資源研彙，33，50～63，1955。

ここでは東西両空知炭田の間での関係の概観とそれぞれの地域での美唄炭灰層以下の諸累層との比較という立場から、これまでに得られているだけの粘土の鉱物組成の分析結果を一応整理して報告することにした。

試料の採取にあたって非常な御協力をいただいた三井砂川鉱業所の田中寿雄、飯田直雅（現在美唄鉱業所）、松淵清次郎、増井満春、相原安津夫、三井美唄鉱業所の丸山安正、横山正雄（現在本店地質部）、三井芦別鉱業所の近藤寿（現在本店地質部）の諸氏に厚く感謝する。なお、この研究の1部は文部省科学研究費によつて行つたものである。

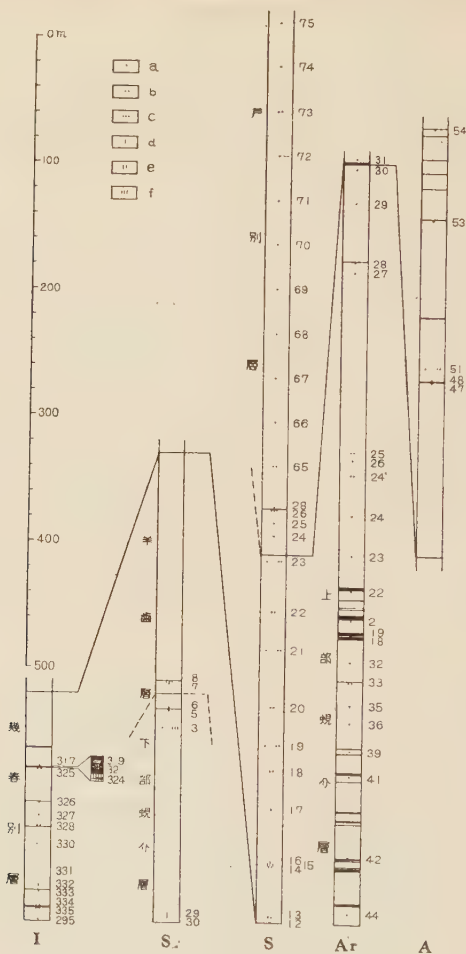
試 料

各試料の産出位置と岩質のあらましは次のとおりである（第1図参照）。

三井砂川鉱業所 循環道路（下部幌介累層）30) 11番上層よりも5mほど上位の厚さ2~10cmの凝灰岩状灰白色細粒シルト岩で、小さな波状の滑面が無数に発達する。29) 30の直上にかさなる厚さ30~40cmの凝灰岩状灰色細粒シルト岩で、植物化石の細片が点在する。3) 下部幌介層中の上部凝灰岩に相当する灰白色中粒シルト岩と植物化石の細片を含む灰色細粒シルト岩との縞状互層。5) 薄い炭層の下盤の暗灰色細粒シルト岩で、多数の植物化石の細片を含む。6) 5よりも1mあまり上位の暗灰色細~中粒シルト岩で、植物化石の細片が散在する。（羊歯累層）7) この累層の基底部の炭層の下盤側の暗灰色細粒シルト岩で、*Woodwardia*などの植物化石の破片に富む。8) 上記の炭層の直接下盤にあたる厚さ3cm以下の凝灰岩状淡灰色中粒シルト岩で、植物の茎の細片の化石が多数含まれている。**豊平川支流**（上部幌介累層）12) 羊歯累層の上限の炭層の上盤の暗灰色細粒シルト岩で、波状の大きな滑面ができています。13) 12よりも3~4m上位の灰色中粒シルト岩で、*Corbicula tokudai* (Yokoyama)の型を含む。14) 暗灰色中粒シルト岩。15) 14の直上にくる厚さ3~5cmの灰白色中~粗粒シルト岩で、凝灰岩状の構造を残しているもの2枚のうちの1つ。16) 15の直上につずき、厚さ25cmの薄い炭層の下盤になる10~15cmの厚さの凝灰岩状暗灰色細粒シルト岩で、炭化物の縞をはさみ、小さな滑面が多数はいつている。17) 灰色細粒シルト岩。18) 灰色中粒シルト岩で、暗灰色細~中粒シルト岩のレンズを縞状にはさむ。19) 暗灰色細粒シルト岩と灰色中粒シルト岩の縞互層。20) *Corbicula tokudai*の殻が散在する灰色中粒シルト岩。**豊平川本流**（上部幌介累層）21) 暗灰色細粒シルト岩と灰色中粒シルト岩の縞互層で、*Corbicula tokudai*のほかに *Portlandia* sp. などを含む。22) *Corbicula tokudai*や *Portlandia* sp. を多量に含む灰色中粒シルト岩。23) 芦別累層の基底の炭層の下盤で、暗灰色細粒シルト岩と灰色中粒シルト岩が縞状に互層している。（芦別累層）24), 25) 植物化石の細片が点在する灰色細~中粒シルト岩。26) 約50cmの厚さの炭層の下盤にあたる灰色粗粒シルト岩で、炭化物の大小の破片が無数に含まれている。28) 上記の炭層の上盤の暗灰色細粒シルト岩。65) 植物化石の細片が散在する青灰色中粒シルト岩。66), 67) 灰色細粒シルト岩。68) 暗灰色細粒シルト岩。69) 灰色細粒シルト岩。70) 暗灰色細粒シルト岩。71), 72) 植物化石の破片が密集する暗灰色細粒シルト岩。73) 暗灰色中粒シルト岩で、植物化石の細片が密集している。74) 暗灰色細粒シリ岩。75) 炭化物の縞を多少はさむ黒灰色細粒シルト岩。

三井美唄鉱業所（幾春別累層）295) 6番層の上盤の暗灰色細粒シルト岩で、植物化石の破片が散在する。335) 厚いことは厚いが質の悪い炭層の下盤の暗灰色細粒シルト

第 1 図 空知炭田の石狩層群上部の柱状図と試料の採取位置



I : 三井美唄, S : 三井砂川, Ar : 三井芦別頼城, A : 三井芦別,
a, b, c : 細, 中, 粗粒シルト岩, e, f, g : 細, 中, 粗粒凝灰質岩。

岩で、植物化石の細片を少し含む。334) 上記の炭層のはさみの凝灰岩状灰白色中粒シルト岩で、稀には炭化物の縞が見られる。333) 薄い炭層の下盤側の暗灰色細粒シルト岩。332) 砂岩の間にはさまれた厚さ 3~5cm の凝灰岩状灰白色細~中粒シルト岩で、粗粒シルト質の部分が縞状にまじることもある。331) 暗灰色細粒シルト岩。330) 暗灰色中粒シルト岩。328) 炭層の上盤の灰色中粒シルト岩で、炭化物の縞をはさむ。327) 灰色中粒シルト岩と暗灰色細粒シルト岩の縞互層で、植物化石の細片が少からず含ま

れている。326) 薄い炭層の下盤の暗灰色細粒シルト岩で、植物化石の破片がかなり多く、炭化物の縞もはさまれている。325) 羊歯 1 番層の下盤の灰色中粒シルト岩で、植物化石の細片が点在する。324) 羊歯 1 番層の下盤際のはさみの炭化物の縞に富む暗灰色細粒シルト岩と凝灰岩状の灰色中粒シルト岩の縞互層。321) 羊歯 1 番層の中央部のはさみの凝灰岩状灰色中～粗粒シルト岩で、植物化石の破片と炭化物の縞に富んでいる。319) 羊歯 1 番層の上部の含煤で、炭化物に富む黒灰色細粒シルト岩が無数の滑面で鱗片状にくだかれたもの。317) 羊歯 1 番層の上盤の青灰色細～中粒シルト岩と暗灰色細粒シルト岩の縞互層で、後者には植物化石の破片が密集し、炭化物の縞もはいつている。

三井芦別鉱業所 苗圃沢 (羊歯累層) 17) 苗圃沢入口北方の *Viviparus* sp. に富む粗粒シルト岩層に件なう暗灰色細粒シルト岩で、植物化石の細片が点在する。(上部規介累層) 44) 苗圃沢入口の縞状互層中の暗灰色細粒シルト岩で、植物化石の細片をまばらに含む。42), 41) 3 番層の上盤と 6・7 番層の間との灰色細粒シルト岩。39) 8 番層と 9 番層の間盤の暗灰色細粒シルト岩で、多数の炭化物の縞をはさむ。36) 暗灰色細粒シルト岩と黄灰色細粒シルト岩の厚さ 0.5mm 以下の縞状互層。35) 砂岩と互層する暗灰色細粒シルト岩。33) 薄い岩層の下盤にあたる厚さ 20cm 前後の灰色中 (～粗) 粒シルト岩。32) 暗灰色細粒シルト岩。18) 10 番層の上盤の灰色細粒シルト岩。19) 18 の直上で 10 番上層の下盤にあたる暗灰色細粒シルト岩。21) 11 番層の下層の暗灰色中 (～細) 粒シルト岩。22) 14 番層の下盤の暗灰色細粒シルト岩で、植物化石の破片が散在する。23) 砂岩層をはさむ暗灰色細粒シルト岩。24) 植物化石の細片が点在する暗灰色細粒シルト岩。24') *Ostrea* sp. の破片を含む灰色中 (～細) 粒シルト岩。26) 細粒砂岩層にはさまれる薄い暗灰色細粒シルト岩。25) *Ostrea* sp. の化石が密集してはいつている灰色中粒シルト岩。27) *Mytilus* sp. その他の貝化石を含む暗灰色細粒シルト岩。28) 炭層の直接下盤の暗灰色細粒シルト岩。29), 30) 暗灰色細粒シルト岩 (芦別累層) 31) 芦別累層の最下部の暗灰色細粒シルト岩。下芦別 (芦別累層) 47) 1 番層の下盤の黒灰色細粒シルト岩で、1～2mm の巾の方解石の細脈が平行して多数はいり、ごく小さな断層で切られている。48) 1 番層の上盤の暗灰色細粒シルト岩。51) 1 番層よりも 10m 前後上位の灰色細粒シルト岩と中粒のものの縞状互層。53) 薄い炭層の下盤の青灰色細粒シルト岩。54) 最上部の炭層の下盤の灰色細粒シルト岩で、植物化石の破片が散在する。

粘土鉱物の組成の変化

粘土分の鉱物組成 総計 77 個の試料を粉碎して水中に懸濁させ、傾瀉法で 50 μ 以上の径の粒子を含まない細粒の部分を取りわけて、X 線分光分析を行つた。その結果のうち代表的な 7 例を選んで第 1 表に示しておいたように、どの試料にも石英をはじめ、ハロイサイト、イライト、モンモリヨナイト、イライトとモンモリヨナイトの mixed layer という粘土鉱物の回折線があらわれている。このほかにもいろいろな鉱物の回折線が見られるが、出現の頻度が限られているか、強度がごく弱いので、ここで扱おうとする粘土鉱物の主組成の層序的变化の問題に対して、無視してさしつかえないものといえる。

石英の 3.35 \AA の反射のピークのほうが、粘土鉱物のどれかの主反射ピーク (001) よりも弱いのは三井美唄の 334), 332), 321) だけで、どれもモンモリヨナイトの 15 \AA 前後の反射のピークが際だつているものである。

第 1 表 X 線 回 折

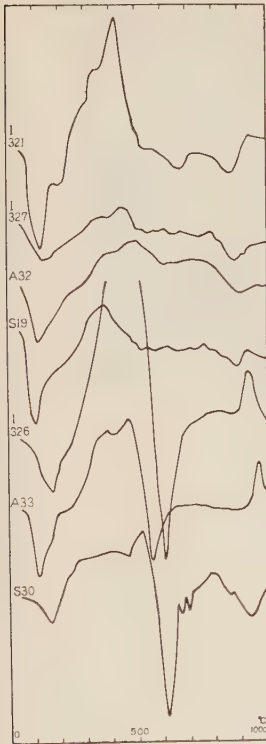
三井 321	美 327	三井芦別 32	三井砂川 19	三井美唄 326	三井芦別 33	三井砂川 30
15.8 } 21	15.4 } 10	15.3 • 2	16.2 } 3	15.3 } 1	15.8 } 1	15.3 } 1
			14.6 } 5	14.1 } 3	13.6 + 1	14.1 } 3
12.4 } 3	12.8 } 1	13.7 } 1	13.7 } 3	12.5 } 1	12.4 } 1	13.1 } 5
	11.9 + 1	12.4 * 1	12.1 * 2	11.5 + 1	11.4 } 1	11.9 } 5
10.7 } 1	10.4 } 1	11.2 } 2	10.4 } 3	10.5 } 1	10.5 } 1	
10.1 } 1		10.1 * 3	10.05 } 3	10.1 } 1		10.2 } 1
	9.69 } 2	9.54 } 1	9.56 } 1	9.26 } 1	9.64 } 1	9.28 } 1
8.94 } 1	9.10 * 1		9.04 } 1	8.89 } 2	9.07 } 1	
8.51 } 1	8.51 } 1	8.72 * 2	8.50 } 1	8.47 } 2		8.66 } 1
	8.19 } 2		8.26 } 2	8.12 } 2	8.04 } 2	
8.00 } 1	7.89 } 1		7.91 } 2	7.96 } 2	7.69 } 3	8.05 } 1
7.69 } 1		7.38 } 2	7.57 } 4	7.52 } 5	7.38 } 5	
7.26 } 1	7.20 } 4	7.19 } 2	7.20 } 10	7.20 } 9	7.15 } 8	7.27 } 35
6.92 } 1	6.84 } 1	6.76 } 2	6.80 } 2		6.81 } 2	6.71 } 1
6.43 * 1	6.53 } 3	6.30 * 2	6.47 } 2	6.38 * 2	6.60 } 2	6.37 } 1
	6.21 } 1	6.14 } 1	6.18 } 1	6.08 } 1	6.17 } 1	6.10 } 1
5.93 } 1	5.93 } 1	5.97 } 2	5.82 } 2		5.99 } 1	5.82 } 1
5.68 } 1	5.72 } 1	5.71 } 1	5.65 } 1	5.75 } 1	5.74 } 1	5.70 } 1
5.45 } 1	5.52 } 2	5.53 } 2	5.39 } 1	5.53 } 1		5.53 } 1
5.15 } 1	5.30 } 2	5.29 } 2	5.18 } 2	5.32 } 1	5.13 } 2	5.13 • 2
5.03 } 1	5.05 } 2	5.12 } 3	5.04 } 2	4.97 • 3	5.00 + 3	
4.76 } 1	4.79 } 2	4.84 } 1	4.77 * 2	4.78 } 1	4.73 } 1	4.72 } 1
4.64 } 2	4.70 } 2	4.63 } 1	4.60 } 1	4.69 } 1		
4.53 } 9	4.50 } 4	4.51 } 6	4.49 } 3	4.47 } 8	4.46 } 8	4.53 } 5
4.39 } 4	4.37 } 4		4.34 } 4	4.37 } 5	4.35 } 6	
4.27 } 3	4.27 } 9	4.27 } 10	4.27 } 5	4.27 } 10	4.25 } 8	
4.19 } 2	4.17 } 1	4.20 } 2	4.18 } 3			4.18 } 2
4.15 } 2			4.12 } 2	4.12 } 3		4.11 } 1
4.04 } 1	4.07 } 4	4.04 } 2	4.04 } 1	4.02 } 3	4.00 } 1	4.04 } 1
3.91 + } 1	3.92 } 1	3.89 + 2	3.95 } 2	3.91 + 1		3.99 } 2
	3.78 } 5		3.79 * 1	3.78 } 2		3.80 } 1
	3.66 } 2	3.70 + 2	3.69 } 2	3.67 } 2	3.70 } 2	3.69 } 2
3.59 } 1	3.55 } 3	3.58 } 2	3.58 } 7	3.57 } 7	3.58 } 7	3.60 } 23
3.48 } 1	3.49 } 1	3.46 } 1	3.46 } 2	3.49 } 3		3.45 } 2
3.35 } 3	3.35 } 45	3.35 } 44	3.35 } 19	3.35 } 31	3.35 } 35	3.35 } 2
3.24 } 2	3.24 } 13		3.25 } 4	3.27 } 2	3.27 } 1	3.29 } 2
3.20 } 1		3.20 } 4	3.20 } 4	3.19 } 2	3.20 } 1	3.21 } 2
3.12 } 1	3.15 } 2		3.14 } 2	3.15 } 1	3.16 } 1	3.14 } 1
3.03 } 1	3.05 } 5		3.03 } 1	3.07 } 1		3.11 } 1
3.04 } 2		3.03 } 1	3.03 } 2		3.00 } 1	3.03 } 1

CuK α_1 線, 30kV, 15mA. 1 行目の数字: 面間隔 (Å), • 拡散, * 低角部に拡散, + 大角部に拡散, 2 行目の数字: 強度.

ハロイサイト, イライト, モンモリヨナイト, イライトとモンモリヨナイトの mixed layer の 4 種の粘土鉱物はたいていの試料に全部まじつて出るが, 三井美唄の (334), (327), (319), 三井砂川の (16), (20), (24), (28), 三井芦別頼城の (33) ではイライト, 三井砂川の (15) ではモンモリヨナイトが欠けている。

2-layers のハロイサイトの主反射ピークよりも 3-layers の粘土鉱物のもののほうが強い例としては, 三井美唄の (334), (332), (328), (327), (324) でのモンモリヨナイト, 三井砂川の (15), (16), (17), 三井芦別の (31), (47), (53), 同頼城の (44), (35), (32), (24'), (28) での mixed layer, 三井美唄の (321) でのモンモリヨナイトと mixed layer で,

第 2 図 示差熱曲線



I : 三井美唄, S : 三井
砂川, A : 三井芦別.

最後の試料ではイライトの主反射ピークもハロイサイトのものとはほぼ同じ強度に達している。

X 線分光分析によつて モンモリヨナイトを主とする 3-layers の鉱物が 2-layers のハロイサイトよりも際だつて多いと判定された三井美唄の 321) から、断然 2-layers がちと考えられる三井砂川の 30) までの間のいろいろな混合の程度を代表する 7 個の試料 (第 1 表に掲げたもの) について示差熱分析を行った。その結果は第 2 図に示したとおりで、X 線分析の結果から期待されるものとほぼ一致した曲線を示すといつてよい。これらの試料の電子顕微鏡写真をとつた結果 (第 3 図) に対しても、同じようなことがいえる。

そこで X 線分光分析での各粘土鉱物の主反射ピークの強度をそれらの鉱物の量比の一応の目安にとることにして、全試料の粘土鉱物の主組成を決定すると第 2~4 表のようになる。(比較のため、すでに報告したのもつけ加えておいた。)

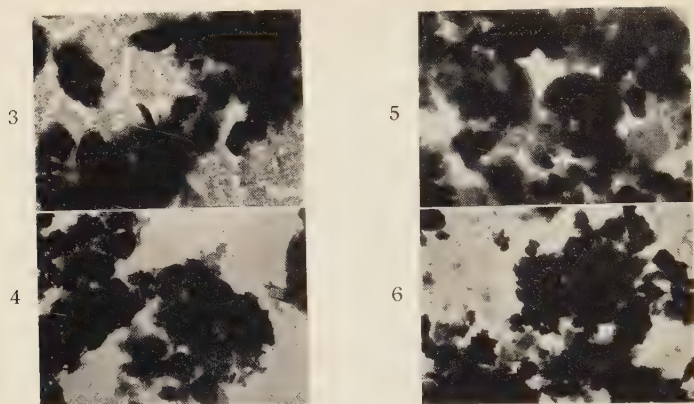
地層との関係 第 2~4 表では各試料の粘土鉱物の主組成を層序関係にしたがつて配列したのであるが、この組成を 2-layers の粘土鉱物と 3-layers のものとの量比にまとめて考察すると次のようなことがわかる。

空知炭田西部の砂川地区の芦別累層では 2-layers の粘土鉱物と 3-layers のものが大体同じようにまじりあつていて、空知炭田東部の下芦別地区の上部に断然優勢だつた 2-layers がちのものも、同じ東部の三井芦別地区の下部に出るような 3-layers がちのものも全然見られない。三井芦別地区の下部の粘土が 3-

layers がちで、下位の上部幌介累層のものとよく一致する点には特に注意する必要がある。

これに対して上部幌介~下部幌介、幾春別の諸累層では、3-layers がちのものがしばしばあらわれている。特に凝灰岩起源の試料では断然 3-layers がちのことが多く、そうでないのは 10 例中で最下位の下部幌介の 30) のほかに同じ層の 3) と羊歯の 8) の合計 3 例があるだけにすぎない。この 30) は 3-layers がちの 29) のすぐ下位にくるのに、粘土鉱物の組成の上では約 5m 下位の 11 番上層のはさみの 32) と同じように 2-layers がちであることは、むしろ炭層によつて地層の境界をきめることに問題があるのを示すものといつてよいであろう。

上部幌介累層からは多数の半海水半淡水棲のシジミの化石のほか純海棲の *Portlandia* や *Mytilus* なども見つかつていて、3-layers の粘土鉱物が優勢なことも容易に理解できる。ただこの累層が最も厚く発達している東部の頼城地区では中部の頼城挾炭

第3図 電子顕微鏡写真, ($\times 5,000$)

3 : 三井美唄 321), 4 : 三井美唄 327),
 5 : 三井美唄 326), 6 : 三井砂川 30).

第2表 芦別累層中の粘土の鉱物組成と層序の関係

三井砂川	三菱下芦別	三井芦別
	{ <u>1</u> : HIXM ⁺ }	<u>54</u> : HI=X=M
75 : HIMX	{ <u>5</u> : HI=X ⁺ }	
	{ <u>3</u> : HIXM ⁺ }	
	{ <u>10</u> : HIXM }	
74 : HI=M=X	{ <u>7</u> : HI=X ⁺ }	
73 : HIMX		[<u>63</u> : HMIX ⁺]
72 : HIXM	[<u>11</u> : HM=X=1 ⁺]	
71 : HIMX		<u>53</u> : XHMI*
70 : HIM=X		
69 : HMIX		
68 : HIM=X	[<u>13</u> : HIX=M]	
	[<u>14</u> : HXM ⁺]	
	[<u>15</u> : HIXM]	
	[<u>17</u> : HXIM]	
67 : HIMX	[<u>18</u> : HI=X=M]	
66 : HXMI		<u>51</u> : HXI=M
65 : HIX=M		<u>48</u> : HIX=M
28 : HXM	[<u>22</u> : HIMX]	<u>47</u> : XHI=M*
26 : HXIM		
25 : HIM=X		
24 : HM=X		<u>31</u> : XHIM*

数字 : 試料番号 (下線付 : 下盤, 上線付 : 上盤, 括弧付 : 含煤, 斜字体 : はさみ)。太字体 : 凝灰岩状の構造を残すもの。H : ハロイサイト, I : イライト, M : モンモリヨナイト, X : イライトとモンモリヨナイトの mixed layer。+ 2-layers がち, * 3-layers がちのもの。[] 内は既に報告したことがあるものの再録。

第 3 表 上部蜆介累層中の粘土の鉱物組成と層序の関係

三 井 砂 川	三 井 芦 別 (頼 成)
<u>23</u> : H=M=XI*	<u>30</u> : H=XI=M*
	<u>29</u> : HX=IM
	<u>28</u> : XHIM*
<u>22</u> : HXIM	<u>27</u> : H=XI=M*
	<u>25</u> : H=XIM*
<u>21</u> : HXI=M	<u>26</u> : HXMI
	<u>24'</u> : XHMI*
	<u>24</u> : HMX=I(*)
<u>20</u> : HXM	<u>23</u> : H=XMI*
	<u>22</u> : HXM=I
<u>19</u> : HMXI	<u>21</u> : HXMI
	<u>19</u> : HXMI(+)
	<u>18</u> : HXIM+
	<u>32</u> : XHI=M*
	<u>33</u> : HXM
<u>18</u> : HXM=I	<u>35</u> : XHIM
	<u>36</u> : H=XIM(*)
	<u>39</u> : H=XMI
<u>17</u> : XHM(*)	<u>41</u> : HXI=M
<u>16</u> : XMH*	
<u>15</u> : XIH*	
<u>14</u> : HX=M=I	<u>42</u> : HXMI(*)
<u>13</u> : HX=MI	<u>44</u> : XHIM*
<u>12</u> : HXI=M	

第 4 表 下部蜆介・羊齒果層中の粘土の鉱物組成と層序の関係

	三 井 美 唄	三 井 砂 川	三 井 芦 別	
幾 春 別 果 層	<u>317</u> : HMIX		<u>17</u> : HXMI	羊 齒 果 層
	(319) : H=MX		[<u>59</u> : HXI]	
	<u>321</u> : MXI=H*		[<u>61</u> : HIMX*]	
	<u>324</u> : MHXI*			
	<u>325</u> : HMIX		[<u>60</u> : XHMI]	
	<u>226</u> : HMXI(+)		[<u>55</u> : HX=M=I]	
	<u>227</u> : MHX*	<u>8</u> : HXMI		下 部 蜆 介 果 層
	<u>328</u> : MHX=I	<u>7</u> : H=XIM(*)	[<u>54</u> : HIXM*]	
		<u>6</u> : HIMX		
		<u>5</u> : HI=XM(*)		
	<u>330</u> : HMX=I	<u>3</u> : HMI=X	[<u>53</u> : HXMI+]	
	<u>331</u> : HMX=I		[<u>50</u> : HIMX]	
	<u>332</u> : MHX*		[<u>51</u> : HM=I=X*]	
	<u>333</u> : HMX=I			
	<u>334</u> : MHX*	<u>29</u> : HXMI*		
	<u>335</u> : HXMI	<u>30</u> : HXI=M+	[<u>32</u> : HXIM]	
	<u>295</u> : HIXM			

記号は第3表第4表ともに第2表と同じ。

層の上部挾炭帯に 3-layers がちのものがなく、10 番層ないし 10 番上層の附近ではかえつて 2-layers がちになっている。しかし、これはその下位の無炭帯の中の悪質炭層の下盤が 2-layers がちなことと共に例外に近い事実といつてよいもので、下部挾炭帯にはこうしたものは認められない。

下部蜆介累層については上下端に近い部分の試料しか分析してないので断定はできないが、上部蜆介の場合と大体同じように考えても不都合だとはいえないであろう。ところで、ここで扱った羊歯累層の試料は数が充分でないし、幾春別累層でも上部の試料が欠けているとはいえ、その粘土鉱物の主組成が両蜆介累層と同様に 3-layers がちのことが多いのは興味ある事実といえる。

別に報告した 住友奔別鉱業所の附近に 発達する模式の 幾春別累層の粘土鉱物の主組成が、基底部での 3-layers がちと主体部での 2-layers がちとに判然とわかれていることとあわせ考えると¹⁾、これまでいろいろ問題にされている幾春別累層の他の諸累層との関係について、若干の新しい手がかりを得られるからである。

幾春別累層の下部を下部蜆介累層の異相とし、上部を羊歯累層の連続と考えるか、前者を上部蜆介累層、後者を芦別累層のそれぞれ異相とするか、一応 2 つの可能性があげられている。

空知炭田南部の美唄地区で幾春別累層と呼ばれているものでは、模式地の幾春別累層の基底部のような 3-layers がちの粘土鉱物組成を示す部分が主体になっており、後者の主体部のように 2-layers がちの部分はほとんど存在の余地がないといつてよいようである。羊歯累層についてもこれと同じことがいえる可能性が多いので、空知南部のいわゆる幾春別累層を下部蜆介と羊歯の両累層のあわさつたものと考えて不都合はないのに反して、これを模式の幾春別累層に対比して、同じ名で呼ぶことには大きな難点ができたことになる。

模式の幾春別累層の中に見られるような粘土鉱物組成の変化に近いものは、むしろ空知炭田西部の上部蜆介累層と芦別累層の間か、東部の芦別累層自体の下部と上部の間にある可能性のほうが大きいようである。はたして、空知炭田南部で幾春別累層と呼ばれていたものが、峯延山塊をへだてた夕張炭田の幾春別累層とは別のものなのかどうか、今後の詳細な研究によつて確められなければならない問題である。

1) 鈴木好一・弓削田英男：北海道地質要報（印刷中）。

投稿規定 投稿者は次の点に注意して下さい。

1. 論文は和文原著とし、原稿用紙に常用漢字を用いて横書、図及び表を含めて刷上り原則として7頁(7.5ポイント活字で)以内とする。尚7頁を超過した場合には、この超過分の費用は著者の負担とする。
2. 図は白紙又は青色印刷の方眼紙に墨又は黒色インクで大きく書き、 $1/2$ 又は $1/3$ などに縮図するに適するよう、文字や記号を大きく書くこと。図の数は出来るだけ少なくすること。
3. 引用文献は頁毎に脚註として次の順序に記すること(著者、掲載誌又は単行書名、巻、頁、年)。
4. 英文要約を付する場合には完全な英文とし、これをタイプライトすること。
5. 別刷は希望部数を原稿に指示すること。但し費用は著者の自弁とする。
6. 投稿論文は受付順に印刷するが、本誌の発行が隔月であるため、なるべく内容に種々のものを入れたいので、必ずしもこの順に依らない場合がある。

~~~~~  
**本会役員** (任期：昭和33年12月末日迄)  
~~~~~

会長 渡辺 萬次郎

幹事 石井 清彦 伊藤 貞市 鈴木 醇 高橋 純一 坪井 誠太郎

評議員 石川 俊夫 小野田 匡高 大森 啓一 片山 信夫 加藤 磐雄
兼子 勝 神山 貞二 河野 義礼 木下 亀城 久野 久 柴田 秀賢
須藤 俊男 末野 悌六 鈴木 廉三九 千藤 忠昌 滝本 清 竹内 常彦
津屋 弘達 富田 達 根本 忠寛 野田 真三郎 早川 典久 原田 準平
堀越 義一 待場 勇 三原 栄 八木 健三 吉木 文平 吉村 豊文
渡辺 新六 渡辺 武男

~~~~~  
**本誌抄録欄担当者** (五十音順)  
~~~~~

阿部 宏 阿部 正宏 青木 謙一郎 植田 良夫 大森 啓一
加藤 磐雄 河野 義礼 今野 弘 島田 昱郎 鈴木 光郎
関 寿和 千藤 忠昌 田口 一雄 竹内 常彦 長谷川 修三

昭和33年5月20日印刷

昭和33年6月1日発行

発行所 仙台市片平丁 東北大学理学部内
日本岩石鉱物鉱床学会
〔電話仙台③1181(内線311)〕

編集兼発行者 大森 啓一
印刷所 仙台市堤通27〔電話③2027〕
笹気出版印刷株式会社

印刷者 笹 気 幸 助

入会申込所 仙台市片平丁 東北大学理学部内 日本岩石鉱物鉱床学会
会費払込先 同上〔振替仙台8825番〕

本会会費 一カ年分 500円(前納)

本誌定価 一部 150円(会員外)

© 1958

The Journal of the Japanese Association
of
Mineralogists, Petrologists and Economic Geologists

CONTENTS

- Cubanite from No. 2 Shinyama Copper deposit of Kamaishi mine, Iwate Prefecture (Studies on the cubanite-bearing ores in Japan. V)
..... T. Takeuchi and M. Nambu
- Contamination phenomena observed in pyroxene andesite R. Ota
- Studies on the chromites and their occurrences in the Tari district, Tottori Prefecture (2nd report). J. Kitahara
- Alkali-amphiboles in the eastern part of the Kanto Mountains. Y. Seki
- Colloidal texture of the ore minerals of the Gojo mine, Nara Prefecture
..... S. Higashimoto
- On the reference of the absorption ratio of water and the bearing-power of the rocks (2nd report) F. Kuramochi
- Variation in clay mineral composition of the upper Ishikari group in Sorachi coal field, Hokkaido. K. Suzuki and U. Kitazaki
- Notes and news.
Announcements from the Association, etc.

Published bimonthly by the Association in the Institute of
Mineralogy, Petrology and Economic Geology,
Tohoku University, Sendai, Japan